554.98
R 86 a 1a
v. 55

DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LV

BUCUREŞTI
1980

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LV

BUCUREŞTI
1980

CONTENTS

Page

In memoriam — ION POPESCU-VOITEȘTI (1876—1976) C. V. Papiu . . 5

Huică I. Life and Activity of Ion Popescu-Voitești 7

Bleahu M. Scientific Works of Ion Popescu-Voitești — General View . . 25

Bombiță G. Ion Popescu-Voitești — the Stratigrapher 35

Bombiță G., Bratu Elena, Gheța N., Ion Jana. Larger Foraminifera from the Getic Depression and the Limits of Their Study 45

Bucur I. C. Stratigraphic and Tectonic Study of the Cretaceous and Paleogene Flysch between the Turia and Casin Valleys (North of Tîrgu-Secuiesc) 97

Ștefan A. Petrographic Study of the Eastern Part of the Vlădeasa Eruptive Massif 207

CUPRINS

Pag.

In memoriam — ION POPESCU-VOITEȘTI (1876—1976). C. V. Papiu . 5

Huică I. Viața și activitatea lui Ion Popescu-Voitești 7

Bleahu M. Opera științifică a lui Ion Popescu-Voitești — privire de ansamblu 25

Bombiță G. Ion Popescu-Voitești — stratigraful 35

Bombiță G., Bratu Elena, Gheța N., Ion Jana. Foraminiferele mari din Depresiunea getică și limitele studiului lor . . . 45

Bucur I. C. Studiul stratigrafic și tectonic al flișului cretacic și paleogen dintre valea Turia și valea Casinului (nord Tîrgu-Secuiesc) . . . 97

Ștefan A. Studiul petrografic al părții de est a masivului eruptiv Vlădeasa 207

Digitized by the Internet Archive
in 2025 with funding from
University of Illinois Urbana-Champaign Alternates

https://archive.org/details/anuarulinstitutu5519inst

IN MEMORIAM

ION POPESCU-VOITEŞTI

(1876—1976)

Printre cele mai de seamă personalități care au ilustrat în mod strălucit știința și cultura românească în prima jumătate a veacului nostru, un loc de frunte este ocupat, în mod indiscutabil, de personalitatea multilateralului savant al disciplinelor geologice din România, Profesorul Ion Popescu-Voitești. Autentic reprezentant al geniului poporului român, de numele lui se leagă o operă științifică inperisabilă.

Lucrările sale de o valoare recunoscută în lumea specialiștilor de pretutindeni au îmbogățit patrimoniul științei universale, făcînd cunoscute pînă departe peste hotare alcătuirea și evoluția formațiunilor ce constituie pămîntul țării noastre, fiind totodată și un strălucit exemplu al îmbinării cercetării fundamentale cu cea aplicativă.

Subtil observator al naturii, înzestrat cu o intuiție și cu o fantezie creatoare prolifică, specifică firilor deosebite, temperament năvalnic și suflet de o aleasă distincție, dovedind un altruism rar întîlnit, neobositul nostru savant este unul dintre deschizătorii de drumuri în geologia românească, precum și un autentic dascăl creator de școală.

Institutul Geologic al României se mîndrește a-l fi avut director, ce este drept doar pentru un scurt interval, între anii 1930 și 1931, universitățile din Cluj-Napoca și din București îl numără printre cei mai străluciți profesori, mulți dintre geologii și profesorii secundari din țara noastră, foști elevi, purtînd mai departe și transmițînd generațiilor noi un grăunte din erudiția marelui maestru, completată cu o ținută etică impecabilă pe linia trasată de Voitești, dascălul și omul.

A abordat cu reală competență cele mai variate domenii ale științei scoarței globului. Și-a legat numele de descifrarea stratigrafiei unor importante formațiuni din orogenul carpatic și din bazinele sale adiacente, cu zăcăminte de petrol, sare, cărbuni și gaze. În domeniul tectonicii, atît de propice spiritului său vioi și dinamic, Ion Popescu-Voitești se înscrie cu realizări de o mare importanță științifică și practică (pînzele din Carpați, cutele diapire etc.). În paleontologie recunoaște și descrie forme noi și redactează primul tratat în acest domeniu din literatura noastră de specialitate. Realizează prima sinteză asupra paleogeografiei pămîntului românesc, face importante considerații de geomorfologie etc.

Profund legat de pămîntul țării sale, îndrăgostit de frumusețile plaiurilor străvechi, profesorul Voitești este un mare patriot, transmițînd elevilor săi, printre care se numără și semnatarul acestor rînduri,

odată cu noţiunile ştiinţifice, dragostea de ţară, dragostea pentru frumos şi etic.

„Natura reprezintă marele laborator al geologului" avea obiceiul să spună învăţăceilor săi de la catedră sau pe teren, în faţa aflorimentelor. Sfîrşitul l-a surprins în mijlocul naturii, în decorul multicolor şi melancolic al unei tîrzii toamne carpatine, rătăcind pe plaiurile oltenești pe care, în urmă cu peste şase decenii, lua, pentru prima oară, cunoştinţă de mirajul naturii, cercetării căreia urma să-şi închine apoi viaţa.

Geologii români şi cu precădere membrii Institutului de geologie şi geofizică îi vor păstra cu evlavie amintirea, transmiţînd-o din generaţie în generaţie.

Dr. doc. **Victor Corvin Papiu**

VIAȚA ȘI ACTIVITATEA LUI ION POPESCU-VOITEȘTI [1]

DE

ILIE V. HUICĂ [2]

Viața

În zona colinelor subcarpatice de la est de valea Jiului, la 15 km depărtare de municipiul Tîrgu-Jiu, se găsește localitatea Voitești, care, astăzi, aparține comunei Bălănești din județul Gorj.

Aici s-a născut savantul Ion Popescu-Voitești, la 18 noiembrie 1876.

În satul natal a urmat primele cinci clase primare. Pentru că nu împlinise încă 12 ani pentru a putea intra la liceu, repetă clasa a IV-a la gimnaziul din Tîrgu-Jiu, de unde are numeroase amintiri duioase despre dascălii săi și despre jocurile din recreație.

În toamna anului 1888 reușește ca bursier la liceul din Craiova și după examenul de bacalaureat, pe care îl susține în anul 1895, Voitești se înscrie la Institutul medico-legal din București. Neplăcîndu-i însă disecțiile și nici atmosfera rigidă din institut, se transferă după numai cîteva luni la Facultatea de științe, secția științe naturale a Universității din București, unde este atras de prelegerile de mineralogie și petrografie ale tînărului profesor Ludovic Mrazec și de lucrările practice ținute de asistentul acestuia, Gh. Munteanu-Murgoci.

Profesorul Mrazec, deschizător de drumuri și mare animator al științei geologice, l-a determinat pe Voitești să se dăruiască cu totul studiului acestei științe, încă de la vîrsta de 20 de ani, cu o dragoste și o perseverență care nu l-au părăsit pînă în ultimele clipe ale vieții. Ca profesor de geologie, Voitești l-a avut pe Grigore Ștefănescu, primul profesor de geologie de la Universitatea din București.

În anul 1898 a absolvit cursurile Facultății de științe, cu examen de licență. În timpul studiilor universitare, Voitești a urmat cursurile Școlii normale superioare, de unde au ieșit atîtea personalități de seamă ale științei și culturii românești din prima jumătate a secolului al XX-lea, completîndu-și astfel pregătirea metodică și pedagogică de viitor profesor.

[1] Prezentată în ședința comemorativă din 26 noiembrie 1977.

[2] Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș 1, București.

După obținerea licenței, Ion Popescu-Voitești a intrat în învățămîntul mediu, activînd mai întîi la Slatina, apoi la gimnaziul din Tîrgu-Jiu (1899—1909), liceul din Tulcea (1903—1904), școala normală din Cîmpulung-Muscel (1904—1908), liceul din Buzău (1908—1910) și București (1910—1919).

Cu economiile obținute în primii ani ca profesor secundar a însoțit pe profesorul Mrazec în excursiile din Carpații Meridionali și a început în același timp studii personale de teren.

În anul 1907, cu suma de 1000 lei cu care a fost premiată (premiul Hillel) de către Universitatea din București prima sa lucrare de geologie „Studiul geologic al văii Argeșului, începînd mai jos de Boteni și pînă mai jos de Nămăești" (1905), Voitești se duce la Viena, unde lucrează sub conducerea renumitului paleontolog Diener și urmează cursurile marelui tectonician al Carpaților, Uhlig.

În perioada cînd a funcționat ca profesor la școala normală din Cîmpulung-Muscel, Voitești își începe cercetările pentru lucrarea de doctorat, pe care o susține cu mare succes în iunie 1910, la Paris, avînd ca președinte al comisiei pe marele stratigraf și tectonician al Franței din acea vreme, Emil Haug. Prin această lucrare, intitulată „Contribution a l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Gétique". autorul dovedește o pregătire desăvîrșită atît în domeniul stratigrafiei, cît și al paleontologiei. De remarcat este faptul că pe baza lucrărilor publicate, Voitești a fost scutit, în mod excepțional, de a mai susține examenele de licență, obținînd la Sorbona (primul caz din țara noastră) echivalența diplomei de licență a Universității din București.

Pregătirea ca geolog Voitești și-a completat-o în mod continuu pînă la sfîrșitul vieții prin cercetări de teren executate pe tot cuprinsul țării, în toate ținuturile românești, în variatele unități geologice ale Carpaților cu depresiunile lor și în unitățile de vorland ale acestora.

În anul 1909 Voitești este numit geolog la Institutul Geologic al României, îndeplinind în același timp și funcția de profesor de științe naturale la liceele „Gheorghe Lazăr" și „Matei Basarab" din București, unde fusese detașat de la liceul din Buzău.

La 24 octombrie 1910 se căsătorește cu profesoara Elena Tomescu, care a avut un mare rol în activitatea de cercetător, profesor și educator a lui Voitești, creîndu-i toate condițiile unei munci intense și trainice pe tărîmul științei. Dedicația înscrisă pe prima pagină a tratatului de paleontologie este mărturia acestui devotament : „Dedic această primă carte de paleontologie soției mele, Elena Voitești, pentru grija întotdeauna caldă și gata de sacrificiu și pentru priceperea cu care a știut să mă îmbărbăteze la munca neîntreruptă și de multe ori istovitoare, ce a trebuit să prestez pe ogorul științei române".

Soția l-a scutit de grijile vieții, l-a încurajat în fața obstacolelor și loviturilor lăturalnice, l-a îndemnat la lucru și i-a corectat lucrările. Savantul i-a păstrat sentimente alese și gînduri curate întreaga viață. Primul unionid determinat din Ponțianul românesc a primit numele soției sale : Unio lunae Voitești, iar ultimele brînduțe de toamnă culese de mîna sa au fost tot pentru Elena-Luna Voitești.

Ca ofițer de rezervă Voitești participă la campania din 1913, fiind rănit în luptele de la Turtucaia, apoi ia parte activă la războiul din 1916—1918, ajungînd pînă la gradul de maior. Primind sarcina de a mări producția de petrol și de a găsi un nou masiv de sare, cel de la Tîrgu-Ocna fiind în bătaia artileriei, Voitești indică exploatările de petrol de la Solonț și Moinești pentru adîncirea sondelor existente, sporindu-se astfel producția zilnică cu 10 vagoane. Cercetările de teren l-au condus la descoperirea, pentru necesitățile armatei, a masivului de sare de la Sărata — Bacău.

Cariera universitară a început-o în anul 1919, cînd a fost numit, pe bază de concurs de lucrări, profesor titular la Universitatea din Cluj și director al Muzeului de geologie și paleontologie atașat universității clujene.

În 1930—1931 Voitești a ocupat postul de director al Institutului Geologic al României, iar în 1936, devenind vacantă catedra de geologie de la Facultatea de științe, ocupată de profesorul Sava Athanasiu, Voitești este transferat la București, unde a funcționat pînă în anul 1941, cînd a fost pus în retragere pentru limită de vîrstă. La această dată revine la locuința sa din Voitești, continuînd să se intereseze de viața științifică a țării — dealtfel mult redusă din cauza războiului — de activitatea foștilor săi elevi și colaboratori.

La 4 octombrie 1944, inima celui ce a iubit atît de mult pămîntul a încetat să bată, în timp ce se afla în mijlocul naturii. O scurtă durere l-a făcut să se așeze. .... Omul care a ascultat timp de peste 40 de ani tainele acestui pămînt a avut parte de un sfîrșit pe măsura prieteniei devotate ce i-a purtat : pămîntul l-a oprit definitiv.

Activitatea științifică

Activitatea științifică a constituit sensul vieții lui Voitești și s-a desfășurat în domeniul geologiei teoretice și aplicative, al stratigrafiei, paleontologiei etc., transmițîndu-și ideile în scris și de la catedră elevilor, studenților, specialiștilor și unui public de toate categoriile din țară și din străinătate, public pe care știa să-l capteze prin interesul ce-l deșteptau problemele asupra cărora scria sau conferența.

Nici unul dintre geologii români nu a luat parte la atîtea congrese din țară și mai ales din străinătate ca profesorul Voitești, bucurîndu-se de un mare prestigiu pe care și l-a cîștigat prin importanța comunicărilor prezentate.

În îndelungata sa activitate științifică, Voitești a participat efectiv cu comunicări la aproape toate congresele din țară și din străinătate, printre care : Congresul internațional de la Bruxelles din 1922, cu care ocazie, împreună cu Murgoci și cu geologii cehoslovaci, polonezi și iugoslavi și cu concursul lui De Martonne și al altor profesori francezi, a pus bazele „Asociației geologilor carpatini", pentru studiul geologic al Carpaților ; Congresul internațional de geologie a petrolului de la Londra, în 1923 ; Congresul geografic internațional de la Cairo, din 1924, unde a reprezentat și „Societatea română de geografie" ; Congresul

geologic internațional de la Madrid, 1926, unde a fost ales președintele secțiunii care se ocupă cu studiul foraminiferelor terțiare ; congresele „Asociației geologilor carpatini" de la Lwow în 1925, de la București în 1927 și de la Praga în 1931, cu care ocazie a fost solicitat să facă, în ședință specială, o conferință asupra structurii Carpaților românești ; Congresul internațional de mine, metalurgie, și geologie aplicată de la Liège din 1930, ca delegat oficial al României, cu care ocazie i s-a acordat o diplomă specială de mulțumire și a fost decorat cu „Coroana Belgiei" ; Congresul internațional de la Paris, 1935 ; congresele anuale ale „Asociației pentru înaintarea științelor în România" ; congresele anuale ale „Societății române de geologie ; congresele „Asociației naturaliștilor din România" etc.

În baza acestei activități științifice, Voitești a fost ales membru în diferite foruri științifice ca : „Societatea română de geografie", „Societatea de științe" din București, „Societatea de științe" din Cluj, fiind, alături de Murgoci, unul dintre promotorii ei, „Societatea română de geologie" al cărei președinte a fost între 1934—1935, „Geologische Gesellschaft" din Viena, încă de la înființarea ei, în 1907, „Société Géologique de Belgique" și altele.

Voitești a fost solicitat să țină cursuri și conferințe de specialitate la Școala politehnică din Timișoara (1923—1926), Școala națională superioară de petrol din Strassbourg (1927), Societatea de geografie și de geologie din Viena (1924), Academia de înalte studii agronomice din Cluj, (1932). De asemenea, a coordonat (1930—1933) elaborarea studiilor privitoare la stratigrafia României pentru volumul „Europa", sub redacția geologului Lukas Waagen, la marele dicționar internațional „Internationaler Stratigraphischer Lexikon", întocmit conform hotărîrilor Congresului internațional de geologie de la Pretoria (1929) etc.

Scrisoarea de mai jos, adresată lui Popescu-Voitești, subliniază rolul său de pionier al cercetării în științele geologice :

Stimate coleg,

Mulțumesc foarte mult pentru datele importante relative la înființarea „Asociației geologilor carpatini", date pe care nu le-am cunoscut. Pentru dezvoltarea științei geologice române, este important faptul că această asociație a luat ființă din inițiativa unui geolog român care ești dumneata, membru fondator și al Societății române de geologie.

Cu distinse salutări și urări de sănătate,
Sava Athanasiu,

București, 6 mai 1936

Activitatea didactică

În calitate de profesor de liceu, Voitești a predat timp de 20 de ani cursuri de științe naturale, de geografie și de fizico-chimie, lăsînd urme nesterse în amintirea foștilor elevi prin claritatea expunerii și mai ales prin interesul pe care știa să-l dezvolte în predarea lecțiilor.

Ca puțini alți pedagogi, Voitești, cu sufletul lui deschis și entuziast, a luat parte la toate manifestările spontane ale elevilor, interesîndu-se de sufletul fiecăruia din ei spre a le cunoaște aptitudinile, pentru a le da sfaturi și îndrumări corespunzătoare.

În relațiile cu elevii și cu studenții Voitești era bun și înțelegător, îngăduitor, iar rarele admonestări, expresii ale unei atitudini severe de moment, aveau scopul de a corecta și de a călăuzi pe drumul muncii și al onestității.

Lecțiile sale se caracterizau prin limpezimea expunerii, prin claritatea și înlănțuirea strînsă a ideilor, prin naturalețe și voiciune. Figura plină de voioșie lumina fețele elevilor și studenților la orele lui.

Privirea pătrunzătoare, sinceră și caldă a profesorului îndemna pe învățăcei să-i spună bucuriile și necazurile, găsind cîte un sfat pentru fiecare. Le insufla curaj și imbolduri în muncă, povestind cu mult suflet întîmplări din viața sa. Era alături de elevi la toate activitățile extrașcolare : serbări, întreceri sportive, conferințe etc.

Cursurile se terminau prin excursii de sfîrșit de an, totdeauna în regiuni judicios alese, pentru ca elevii și studenții să aibă cît mai mult de cîștigat. Pe traseu urmăreau tot ce se putea vedea : fenomene geologice, manifestări folclorice, monumente istorice. Multe programe ale acestor excursii au fost tipărite și puse la îndemîna elevilor ca să le trezească amintirea momentelor trăite alături de profesorul lor, ori de cîte ori vor fi răsfoite.

Excursiile erau așteptate cu nerăbdare de studenți, dar și de foștii elevi, care voiau nu numai să-și întregească cunoștințele, dar și pentru că excursiile organizate de Voitești erau adevărate zile de sărbătoare. În timpul excursiilor se stabileau legături trainice între profesor și elevi, legături care s-au continuat și după părăsirea băncilor universității, constituind un frumos și înălțător exemplu de etică universitară.

Ca titular al catedrei de geologie și paleontologie la Universitatea din Cluj, Voitești a desfășurat, timp de 18 ani, o muncă prodigioasă pentru organizarea laboratorului din care lipsea aproape complet materialul demonstrativ pentru studiul regiunilor românești din Carpați și de la exteriorul acestora. Colecțiile au fost întregite cu materialul adunat de Voitești în excursiile prin țară. De asemenea, a executat hărți, profile și planșe paleontologice demonstrative, reușind, în același timp, să pregătească un personal didactic corespunzător.

I. Popescu-Voitești este organizatorul învățămîntului geologic în Transilvania, predînd, totodată, și primul curs de mineralogie-petrografie la universitatea clujeană.

Toate greutățile mari au fost învinse datorită unui entuziasm de neegalat, unei munci fără preget și unei priceperi emanate din experiența de profesor de pînă atunci.

Voitești a fost preocupat să pună la îndemîna elevilor și studenților cursuri de specialitate, a căror lipsă se simțea atît de mult. Pentru elevi, a publicat „Elemente de geologie“ (1921. 1924), la care a anexat un capitol special de geologie a României și prima hartă geologică în culori

a țării, la scara 1:1 500 000. Pentru înțelegerea cursului de geologie a făcut lecții speciale de paleontologie și a tipărit un curs universitar „Elemente de paleontologie, I, Nevertebrate" (1928), lucrare ilustrată cu numeroase figuri în care sînt reprezentate exemplare tipice din formațiunile geologice ale țării noastre. De asemenea, a mai publicat „Geologia cărbunilor naturali" (1930) și „Geologia zăcămintelor de sare" (1930) etc.

În cadrul catedrei de geologie de la Universitatea din București, Voitești a înzestrat laboratorul cu vitrine noi de colecții, cu panoplii cu fotografii în care se ilustrează fenomene geologice generale și care să stea în permanență sub ochii studenților.

La retragerea din învățămînt, Voitești a donat o bună parte din biblioteca sa științifică (peste 3 000 de volume) laboratorului de geologie al Facultății de științe din București. Transcriem adresa de confirmare și de mulțumire pe care decanul a trimis-o profesorului Voitești :

Nr. 1764, 9 mai 1942

Domnule Profesor,

În ședința sa de la 16 aprilie 1942, Consiliul a luat act de donația pe care Domnia voastră ați binevoit să o faceți laboratorului de geologie. După ce a hotărît ca donația să fie acceptată, mi-a dat delegația să vă transmit din partea Consiliului mulțumirile cele mai călduroase pentru gestul pe care l-ați făcut și datorită căruia un laborator al facultății își completează biblioteca sa cu foarte numeroase și prețioase publicații.

Vă anexăm lista cărților donate, confirmate de noi și vă mai aducem la cunoștință că s-a dispus ca laboratorul de geologie să confirme, de asemenea, primirea lor.

Decan,
Ion Atanasiu

I. Popescu-Voitești — omul, profesorul

„Cercetător neobosit, observator istet, analist adînc al problemelor de geologie, sintetician, organizator, creator, animator și îndrumător de seamă", așa l-au caracterizat colegii de la Universitatea din București, atunci cînd, în noiembrie 1936, au propus ca profesorul Voitești să ocupe catedra vacantă de geologie.

La banchete sau la mese oficiale, Voitești se distra desenînd figurile persoanelor din apropiere, uneori caricatural, rezultînd schițe foarte expresive.

Voitești avea talent la desen și i-a plăcut mult muzica, în special muzica populară ; cînta frumos din fluier și a învățat singur să cînte la flaut.

Oriunde s-ar fi aflat, în țară sau peste hotare, era întotdeauna același : expresiv, sincer, vesel, animatorul întregii asistențe. La congrese internaționale îi făcea pe toți să cînte în românește „Mulți ani trăiască".

În timpul studiilor la Viena a avut ocazia să viziteze muzeele și teatrele vestitului oraș, să frecventeze opera și să facă excursii. Dintre opere cel mai mult i-a plăcut „Traviata", considerînd-o armonioasă, liniștită și liniștitoare.

Ca o recunoaștere a personalității sale, în decembrie 1907 studenții români din Viena îl aleg președinte al societății studențești „Junimea Română".

Din amintirile dascălului Alboiu, precum și din cele personale se poate deduce că în clasele primare Voitești pleca uneori de la școală și hoinărea pe dealuri și văi culegînd flori, alergînd după fluturi, ascultînd cîntecul păsărilor și murmurul Amaradiei. Voitești și-a iubit satul natal, oamenii din sat, dovadă numele satului pe care l-a adăugat numelui de familie și pe care l-a purtat cu cinste prin țară și prin lume.

Voitești iubea copiii. Văzînd pe stradă sau pe drum un copil plîngînd, se oprea, îl cerceta și rămînea lîngă el, pînă ce tot vorbindu-i acesta se înveselea. Prețuia și cinstea prietenia, precum cinstea și casa, ca pe un altar. Era iertător, iubea oamenii, se apropia cu bunătate de cei slabi și necăjiți, cărora căuta să le ridice moralul.

Fosta lui studentă, Ecaterina Roșculescu, îl descrie astfel : „Nu cred că există vreun student din seriile anilor 1938—1939—1940 care să nu-și amintească cu căldură de profesorul lor de geologie. Profesor excelent și om minunat ! Lecțiile sale erau clare și deosebit de atrăgătoare. Nu lipsea niciodată din mijlocul nostru la lucrările practice, lămurindu-ne, arătîndu-ne cum să facem corelații pe baza eșantioanelor, cercetîndu-ne și cunoștințele din disciplinele ajutătoare. În camera sa de lucru de la laboratorul de geologie primea zilnic studenți cu care stătea îndelung de vorbă, clarificîndu-le problemele mai grele de la curs, dar oricare dintre studenți nu pleca necercetat și asupra vieții sale particulare.

Privirea pătrunzătoare, sinceră și caldă, a profesorului nu te lăsa să pleci de lîngă dînsul pînă nu-i spuneai bucuriile și necazurile, găsind tot timpul un sfat bun de urmat. Pentru a ne da curaj și imbolduri, ne povestea cu mult suflet întîmplări din viața sa.

Nu voi uita niciodată frumoasele aplicații pe care ni le făcea pe teren. În timpul liber, la prînz sau seara, ne adunam în jurul său, știind cît de mult îi plăcea să-i cîntăm vechiul cîntec „Bătrînețe haine grele, tinerețe haine scumpe", care îl înduioșa pînă la lacrimi.

Grija și dragostea arătate studenților erau cu adevărat părintești. Odată, fiind în aplicație la Cîmpulung Muscel, ne plouase toată ziua pe teren. Seara ne-am pomenit cu profesorul că ne aduce un săculeț plin cu ciorapi pentru bocanci, îndemnîndu-ne să luăm fiecare cîte o pereche pentru ca să ne simțim mai bine a doua zi la lucru.

La examenul de geologie generală și la cel de stratigrafie, noi, studenții, eram în mare întrecere pentru cele mai bune răspunsuri și cele mai bune teze, bogate în descrieri și schițe.

Am revăzut pe profesor în 1944 ; eram la Săcel — Gorj. Trecuseră 5 ani, dar m-a recunoscut imediat. Într-o duminică însorită de august am pornit un grup mic, peste dealuri și văi, pînă la Voiteștii din Vale,

pentru a-l vizita acasă. Era plecat pe teren, dar soția ne-a oprit călduros, asigurîndu-ne că va veni pînă la timpul mesei. Așa a și fost. Din pridvorul casei îl vedeam cum venea încet pe cărarea din fața casei. A manifestat o mare bucurie văzîndu-ne. Ne-a vorbit cu multă însufleţire, ne-a arătat la ce lucrează, ne-a arătat toate colțurile casei, mărturisindu-ne că acea casă dorește să devină un adăpost bun pentru toți geologii care vor veni să lucreze în regiune.

Am făcut cîteva fotografii și în asfințitul soarelui ne-am luat rămas bun. Profesorul a rămas sub bolta porții olteneşti, salutîndu-ne cu mîna în aer mult timp pînă ce o cotitură a drumului ne-a silit să-l pierdem din ochi. Acea zi a fost cu adevărat o zi mare, o zi de neuitat.

Stabilisem să lucrez o hartă în tuș acolo la Voitești și să facem ieșiri pe teren, pe valea Inoasa și pe dealurile Voiteștilor. Nu am mai avut acest noroc. După o lună și ceva, profesorul Voitești, fiind suferind de inimă, a încetat din viață în timp ce se întorcea spre casă de pe teren. A căzut cu fața la pămînt, pămîntul gorjan pe care l-a iubit, pe care a copilărit, pe care l-a cercetat și la care a revenit. În mînă i s-a găsit un bucheţel de brînduşe de toamnă, ultimul lui gînd pentru acasă".

Pentru a ilustra bunătatea și buna intenție pe care le nutrea față de oameni, precum și imboldul în muncă cu care îndemna pe geologii mai tineri, citățm un fragment dintr-o scrisoare, pe care Voitești a adresat-o profesorului M. Paucă :

„Lucrează domnule Paucă, tot așa cu tragere de inimă și cu sîrguință, cum văd că ai lucrat și pînă acum și aceasta spre cinstea științei române, pe care să căutăm s-o ținem cît mai la înălțime, și pentru binele dumitale, căci numai prin muncă se poate înnobila cineva și numai pe baza ei își poate cineva clădi un piedestal de pe care poate privi cu mîndrie la munca prestată".

Iustin Gherman în prefața tezei de doctorat, care tratează geologia părții de SV a bazinului Transilvaniei, își exprimă gratitudinea față de Voitești cu următoarele cuvinte : „Țin să mulțumesc pe această cale domnului profesor dr. I. P. Voitești pentru dragostea de știință pe care mi-a insuflat-o, pentru încrederea in puterile proprii pe care mi-a sădit-o în suflet și mai ales pentru prețioasele îndrumări în urmărirea problemelor pe care mi le-a dat cu lărgimea de suflet și de vederi care l-au caracterizat întotdeauna".

Geologul C. C. Oprescu spunea la moartea ilustrului profesor :

„Mai presus de orice, Voitești a fost un mare profesor. Să mărturisească atîția și atîția dintre elevii lui de altă dată, cei de la Cluj, unde i s-au scurs anii cei mai frumoși din viață, ori de la București, unde din nefericire n-a profesat decît puțin, cum, atunci cînd mizerii materiale inerente unei studenții trudnice sau nenorociri familiare sau iluzii personale năruite îi aduceau la laborator obosiți, triști ori înnegurați de gînduri, cum simțeau fără de veste o mînă caldă și ușoară pe umăr și un glas discret, tremurat, abia perceptibil ; le întreba între patru ochi durerea, îmbărbătîndu-i părintește... Pornit el însuși de la țară, apoi slujind ani îndelungați ca simplu dascăl de liceu provincial, cunoștea

adînc durerile omenești și era extrem de sensibil la ele. Si cred că nu există semn mai neîndoielnic de superioritate omenească, decît sensibilitatea la durerile altora.

Așa a fost profesorul Voitești, așa a trăit, așa a simțit. Pentru noi, tinerii lui învățăcei, cu o tinerețe chinuită și răscolită de contradicții, brutalități, mizerie morală și materială, în mijlocul unei lumi înnebunite, icoana vieții lui va rămîne pururea ca un ideal îndepărtat și plin de lumină".

LISTA CRONOLOGICĂ A LUCRĂRILOR LUI ION POPESCU-VOITEȘTI

1. Abnormale Erscheinungen bei Nummuliten, *Beitr. zur Palaeontol. Oesterr.-Ungarn, u. des Orients*, Bd. XX, Wien, 1908—1909.

2. Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al muscelelor dintre rîurile Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, II, 207—282, București, 1908.

3. Contributions à l'étude stratigraphique de la région des colines comprises entre la Vallée de la Dîmbovița et la Vallé de l'Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, II, București, 1909.

4. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression Gétique (Roumanie occidentale). *An. Inst. Geol. Rom.*, III, 275—372, București, 1909.

5. Contribuțiuni la studiul faunei calcarului nummulitic de Albești (Muscel). *An. Inst. Geol. Rom.*, IV (1910), 138—156, București, 1911.

6. Discuții asupra tectonicii Văii lui Stan (în colaborare cu Gh. Murgoci). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, 13—20, București, 1911 (edit. franc. p. 15—22).

7. Discuții asupra originii conglomeratelor cu roci verzi din Terțiarul carpatic (în colaborare cu M. Reinhard) *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, 24—25, București, 1911 (edit. franc. p. 27—29).

8. Asupra prezenței conglomeratelor de Bucegi în valea Oltului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, 89—92 (edit. franc. p. 101—104), București, 1911.

9. Gregoriu Ștefănescu și activitatea sa științifică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, f. 1, III—XX (edit. franc. p. I—II), București, 1912.

10. Cîteva date noi asupra klipelor carpatice (în col. cu Mrazec) *D. S.*, II, 4—11, București, 1912 (edit. franc. p. 4—13), București, 1915.

11. Asupra vîrstei stratelor de Comarnic. *D. S.*, III, 79—82, București, 1912 (edit. franc. p. 95—98), București, 1915.

12. Date noi pentru clasificarea flișului carpatic (în colaborare cu L. Mrazec) *D. S.*, III, 33—48, București, 1913.

13. Cercetări în partea de vest a depresiunii getice. Rap. activ Inst. Geol. Rom. pe 1908—1909, IV, p. X—XI și LXVI—LXVII, București, 1913.

14. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie (în colaborare cu L. Mrazec). *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 495—527, Bucureşti, 1914.

15. Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al văii Oltului, în valea Ialomiţei şi a Bezdedelului, între Pucioasa-Cucuteni-Bezdeadu şi Vîrfurile şi între Prahova şi Teleajen, în regiunea de frontieră. Rap. activ. Inst. Geol. Rom. pe 1910, V, XIV—XVII, Bucureşti, 1914.

16. Ridicări geologice în regiunea dintre valea Doftanei şi a Ialomiţei. Foile : Comarnic, Teşila, Breaza şi Bezdeadu, 1 20 000. Rap. activ. Inst. Geol. Rom. pe 1911, VI, XIV—XVI, Bucureşti, 1914.

17. Comunicarea asupra prezenţei Mediteranului II fosilifer la Ogretin — Mierla (jud. Prahova) şi datele noi ce se pot scoate din raporturile sale stratigrafice şi tectonice. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, IV, 12—17, Bucureşti, 1915 (edit. franc. p. 15—18, Bucureşti, 1916).

18. Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona flişului Subcarpaţilor meridionali cu consideraţiuni asupra vechimii saliferului în general. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI., 1912, 332—363 (trad. franc. p. 364—369) Bucureşti, 1915.

19. Asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona flişului Subcarpaţilor meridionali cu consideraţiuni asupra vechimii saliferului în general. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, V (1913—1914), 118—119, Bucureşti, 1916 (edit. franc. p. 135—136), Bucureşti, 1923.

20. Ridicări făcute pe foile 150 000 Şoimari, Chiojdu, şi Vălenii de Munte. Rap. activ. Inst. Geol. Rom., pe 1912, *An. Inst. Geol. Rom.*, VII, XVI—XXI, Bucureşti, 1917.

21. Asupra prezenţei unor klipe de Paleogen în partea de răsărit a regiunii colinelor din jud. Prahova (în colaborare cu D. Preda şi H. Grozescu). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), 84—94, Bucureşti, 1917.

22. Clasificarea Mediteranului în România. Consideraţiuni generale asupra vîrstei formaţiunii salifere în România (în colaborare cu D. Preda şi H. Grozescu). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), 13—22, Bucureşti, 1917.

23. Formaţiunea cu masive de sare. (în colaborare cu D. Preda şi H. Grozescu). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), 84—94, Bucureşti, 1917.

24. Pînzele flişului carpatic şi noua concepţie asupra vechimii sării. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, (1915—1916), 94—99, Bucureşti, 1917.

25. Observaţii la comunicarea domnului H. Grozescu : „Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre rîul Tîrgului şi rîul Topologul". *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915—1916), 314—317, Bucureşti, 1917.

26. Raport asupra structurii geologice şi exploatării zăcămintelor de sare şi de săruri de potasiu de la Kalucz şi Stebnic, Galiţia (în colaborare cu I. Tănăsescu). Rap. activ. Inst. Geol. Rom., *An. Inst. Geol. Rom.*, VII (1912), LXIX, Bucureşti, 1917.

27. Pînza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului, cu date noi asupra structurii acestei văi in regiunea Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1914), 1—55, (trad. franc. p. 57—116), București, 1918.

28. Cîteva considerațiuni cu privire la zăcămintele de petrol în general. *Anal. Min. Rom.*, I, 10—12, Iași, 1918.

29. Cîteva generalități asupra condițiilor de zăcămînt și de punere în loc a zăcămintelor de petrol. *Anal. Min. Rom.*, I, 68—75, București, 1918.

30. Descrierea geologică a regiunilor petroliere Zemeș — Tazlăul Sărat și Stănești — Solonț. *Anal. Min. Rom.*, I, 68—75, București, 1918.

31. O nouă metodă de exploatare a petrolului. *Anal. Min. Rom.*, I, 112—113, București, 1918.

32. Quelques remarques sur l'âge du sel de région carpathiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), XIX, 1919, Paris, 1920.

33. Quelques nouvelles données sur les exploitations de la région de Pechelbronn (Alsace). *Anal. Min. Rom.*, III, 2, București, 1920.

34. Energiile naturale ale României (Cărbuni, petrol, gaz natural). *Transilvania*, Sibiu, 1920.

35. Privire generală asupra geologiei României (Sinteza Carpaților actuali). Cu o hartă geologică în culori a României, sc. 1:1 500 000. *Anal. Min. Rom.*, IV, 751—821, București, 1921.

36. Elemente de geologie generală, cu o privire generală asupra geologiei României. Ed. I. București, 1921.

37. Studiul geologic asupra izvoarelor minerale de la Băile Herculane. *Anal. Min. Rom.*, IV, 115—135, București, 1921.

38. Considerations sur l'origine et le mode de manifestation des sourses thermales des Bains d'Hercule. *Bul. Soc. St.* Cluj, I, fasc. I, 124—131, Cluj, 1921.

39. Sur l'origine du sel et les rapports tectoniques des massifs de sel avec les gisements de pétrole de Roumanie. *Bul. Soc. Géol. Fr.* (4), XXI, 48—57, Paris, 1921.

40. Considerațiuni scurte asupra petrolului din punct de vedere geologic. *Mon. Petr. Rom.*, XX, 999—1 002, București, 1921.

41. Raport asupra cercetărilor geologice din iulie 1914 în regiunea stațiunii balneare Govora, cu privire la apele minerale. Rap. activ. Inst. Geol. Rom. pe 1914, XXIV—XXXVIII, București, 1922.

42. Considerations géologiques sommaires sur le sel des massifs des régions carpathiques et sur ses rapports avec les gisements de pétrole de Roumanie. *Bul. Soc. Șt. Cluj*, I, fasc. 2, 238—246, Cluj, 1922.

43. Considérations sur la géologie du sel des massifs des régions carpathiques roumaines. *Publ. Congr. Intern. de Géologie*, XIII-ème session, 1389—1400, Bruxelles, 1922.

44. Considérations sur la géologie des gisements de pétrole des régions carpathiques roumaines. *Publ. Congr. Intern. de Géol.*, XX-ème session, 1041—1406, Bruxelles, 1922.

45. Grundzüge der Geologie Rumäniens, mit besonderer Berücksichtigung der Oestlichen Karpathen. *Petroleum,* 14—20, Berlin-Wien, 1922,

46. Asupra speciei Melanopsis caputinensis Sabba. *D. S. Inst. Geol. Rom.,* V (1913—1914), 52—53, București, 1923.

47. Cîteva observații asupra bazinului pliocenic de la Comănești, jud. Bacău. (în colaborare cu G. Protopopescu). *D. S. Inst. Geol. Rom.,* VI (1914—1915), 191—203, București, 1923.

48. Discuție asupra comunicării domnilor Murgoci și Nopcsa, relativă la tectonica Carpaților Banatului. *D. S. Inst. Geol. Rom.,* VI, (1914—1915), 207—214, București, 1923.

49. The Mode of Appearance of the Petroleum Deposits in the Carpathian Regions, with General Consideration on the Genesis of the Petroleum and the Salt of the Actual Deposits. *Journ. Inst. Petroleum Technologist,* 9, 38, 291—300, 309, London, 1923.

50. Raporturile geologice între zăcămintele de sare și cele de petrol. Cu o hartă a masivelor de sare și a manifestațiunilor saline din Carpați. *Anal. Min. Rom.,* VII, 361—369, 393—397, 505—512, 529—539, București, 1924.

51. Raport asupra prăbușirilor de teren de la Provița de Sus (Prahova). Rap. activ. Inst. Geol. Rom. pe 1915, 49—50, București, 1924.

52. Raport asupra alunecărilor de teren de la Poseşti (16 și 17 aprilie 1915). Rap. activ. Inst. Geol. pe 1915, 50—52, București, 1924.

53. Raport asupra ridicărilor geologice executate în campania de lucru din vara anului 1915 pe foaia 1:50 000 Șoimari și pe foile vecine Vălenii de Munte și Urlați. (în colaborare cu D. Preda și H. Grozescu). Rap. activ. Inst. Geol. Rom pe 1915, 52—57, București, 1924.

54. Elemente de geologie cu o privire generală asupra geologiei României. Ed. II, edit. „Ardealul", Cluj, 1924.

55. Privire generală asupra trecutului geologic al Olteniei. Ahr. Olteniei, IV, 17, 35—43, Craiova, 1925.

56. Galets à facettes dans la brèche tectonique des massifs de sel de Roumanie. *C.R. Acad. Paris,* 180, 14, 1 113 (1925) și *Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj,* I, 1, 1924, 97—100, Cluj. 1925.

57. Noțiuni de geologia petrolului cu privire specială asupra petrolului românesc. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj,* I, 1, 1924, 1—88, Cluj, 1925.

58. Gh. Munteanu Murgoci și opera sa științifică (Necrolog) *Bul. Soc. Șt. Cluj,* II, fasc. 4, 218—230, Cluj, 1925.

59. Cîteva considerațiuni asupra lucrării domnului ing. Filipescu : „Contribuțiuni la studiul zăcămintelor de petrol din România, regiunea Buștenari". *Anal. Min. Rom.,* VIII, 14, 583—584, București, 1925.

60. Congresul Internațional de la Cairo. *Bul. Soc. Rom. Reg. Geogr.,* XLVII, 1924, 276—284, București, 1925.

61. Geology of the Salt Domes in the Carpathian Region of Rumania. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geologists,* IX, 8, 1165—1206, Tulsa, Oklahoma USA, 1925.

62. Discuție relativă la vîrsta sării. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), 13, București, 1926.

63. Observații la comunicarea d-lor G. Macovei și I. Atanasiu : „Asupra structurii geologice a văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara (Neamțu)". *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), 101—109, București, 1926.

64. Tablou de numiri tectonice (francez—german—român) *D.S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1919—1920), 232—238, București, 1926.

65. Betrachtungen über die Tektonik und das Alter der Karpathischen Salzstöcke. *Mitt. der Geographischen Gesellschaft* Wien, Bd. 69, 242—252, Wien, 1926.

66. Asupra vîrstei și notațiunii sării pe hărțile geologice (Discuții). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, VIII (1920), 7—15, București, 1926.

67. Considerațiuni cu privire la comunicarea d-lui Preda : „Geologia regiunii din stînga Teleajenului". *D.S. Inst. Geol. Rom.*, IX (1921), 27—44, București, 1926.

68. Cutremurele de pămînt. *Societatea de mîine*, Cluj, 1926.

69. Considérations géologiques sur la genèse du pétrole et sa mise en gisments. Colaborare la volumul omagial în onoarea profesorului Gorjanovici-Kramberger (1925), Zagreb, 1927.

70. Un cas curieux de fonte de grés dacien de Băicoi, sous l'action du trepan „Rotary". *Rev. Muz. Geol.-Miner*, Cluj, 1927.

71. Les Nummulites de grande taille des régions carpathiques et leur distribution geographiques. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, II, 1, 1927.

72. Cotributions à l'établissement de l'âge du Paléogène du faciès de Fusaru dans les Subcarpathes méridionales. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, II, 1, Cluj, 1927.

73. Contributions à la connaissance des Unionides pontiennes de Roumanie. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, II, 1, Cluj, 1927.

74. Contributions à la connaissance des Arctiodactyles en Roumanie. *Rev. Muz. de Miner.-Geol. Univ. Cluj*, 1, Cluj, 1927.

75. Elemente de geologie pentru cursul superior de liceu (ed. a III-a, redusă), 330 pagini, 26 figuri și o schiță geologică a României. Edit. „Socec", București, 1927.

76. Sobre la conca eocenica catalana. *Ciencia, Revista Catalana de Ciencia i Tehnologia*, 16, iulie, Barcelona, 1927.

77. Les rélations entre les Subcarpathes Méridionales et la dépression géthique (avec un esquisse géologique 1:200 000). *C.R. Séances Congr. Géol. Carpathins*, Bucarest, 1927.

78. Contributions à la connaissance de l'extension des Nummulites de grande taille dans les régions carpathiques en particulier et dans celles méditerranéennes en général. *C.R. Congr. Intern. Geol. Madrid* (1926), fasc. 3, 1143—1170, Madrid, 1928.

79. Elemente de paleontologie. I, Nevertebrate, Cluj, 1928.

80. Privire sintetică asupra structurii geologice a subsolului Transilvaniei. *Transilvania, Crișana, Banatul, Maramureșul,* 1918—1928, I, 199—230, București, 1929.

81. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj,* III, 1, 1—40, Cluj, 1929.

82. Quelques nouvelles données sur la genèse du pétrole des régions carpathiques roumaines. *C.R. Congr. Intern. Min. Métall. Géol. Appliquée, Sect. Géol.,* 203—210 Liége 1930 și *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj,* IV, 1, 1—18, Cluj, 1930.

83. Sur la stratification de la glace des Glaciers, son rôle et ses déformations dans le mouvement d'avancement. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj,* IV, 1, 19—25, Cluj, 1930.

84. Cîteva observații cu privire la stratigrafia și tectonica Subcarpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XV, 1927, 26—27, București, 1930.

85. Contribuțiuni la cunoașterea întinderii depozitelor sarmațiene cu Serpulite în România. *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XIII (1924), 23—24, București, 1930.

86. Blocurile fățuite în brecia masivelor de sare. *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XIII (1924), 24—32, București, 1930.

87. Introducerea în cursul de geologie aplicată. Litografiată de Școala politehnică din Timișoara, 1930.

88. Geologia cărbunilor naturali, București, 1930.

89. Geologia zăcămintelor de sare, București, 1930.

90. Exposé sommaire sur la structure en nappes des Carpathes roumaines. Conférence donnée au Congr. Géol. Carpathins, à Prague, en 1931. Resumé dans *C.R. Soc. Géol.-Minér.* Prague, 1931.

91. Studiul geologic al regiunii și izvoarelor minerale de la Sîngeorz-Băi. Raport-manuscris (în stațiune), Cluj, 1931.

92. Vîrsta dacitelor și amfibol-andezitelor din regiunea Rodnei și în general din nordul bazinului Transilvaniei. *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XVIII (1930), 270—272, București, 1931.

93. Încălecările din regiunea Văii Vinului — Ineu (Rodna Veche) *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XVIII (1930), 273—274, București, 1931.

94. Observații cu privire la comunicarea d-lui Filipescu : „Rezultatele cercetărilor geologice ale lui D. Roman". *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XVIII (1930), 125—126, București.

95. Cîteva precizări în legătură cu comunicarea d-lui Petrescu : „Răspîndirea iodului în apele din subsolul României". *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XVIII, (1930), 149—150, București, 1931.

96. Observații în legătură cu comunicarea d-lui M. Ilie : „Ridicări geologice în Munții Trăscăului". *D.S. Inst. Geol. Rom.,* XVIII (1930), 163—165, București, 1931.

97. Observații cu privire la comunicarea d-lui Filipescu : „Studiul petrografic al depozitelor Oligocenului". *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII (1930), 262—263, București 1931.

98. Le Bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes. *Bul. Soc. Rom. Géol.*, I, (1930), București, 1932.

99. Mangalia, situația sa geologică și originea izvoarelor sale minerale. *Anal. Dobrogei*, 1933.

100. Considerațiuni geologice asupra variațiunilor cuaternare ale Basarabiei meridionale. *Anal. Dobrogei*, 1933.

101. Noțiuni de agrogeologie. Curs ținut la Academia de înalte studii agronomice din Cluj în 1933—1934, litografiat, Cluj, 1934.

102. Noțiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, V, 1, 1—88, Cluj, 1934.

103. Le mylonite du confluent des deux Someș, près Gilău, sur la bordure orientale des Monts Apuseni. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, V, 1, Cluj, 1934.

104. L'état actuel des connaissances géologiques sur le problème de la genèse du pétrole des régions carpathiques roumaines. Service géologique des Carpathes : Les Carpathes et l'avant-Pays, III, 91—116, (în limbile polonă și franceză), Warszawa-Boryslaw-Lwow, 1935.

105. Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a județului Gorj. Anuarul lic. „T. Vladimirescu", Tîrgu-Jiu, 1935.

106. Recenzia lucrării d-lui D. T. Ciupagea : „Nouvelles données sur la structure du Bassin Transyilvain (New Data Regarding the Structure of the Transylvanian Bassin). *Bul. Soc. Rom. Geol.*. II, București, 1935 și *Bull Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, XIX, II, 1695—1701, 1935.

107. Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, V, 2, (1935).

108. Situația geologică, originea, apariția și evoluția izvoarelor Hebe de la Sîngeorz-Băi. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, VI, 1, Cluj, 1936.

109. Ce se poate citi pe harta fundului Mării Negre. *Amicul Tinerimii*, Tîrgu-Jiu, 1936.

110. Amintiri din viața de profesor secundar la Tîrgu-Jiu. *Amicul Tinerimii*, Tîrgu-Jiu, 1936, reprodus integral în gazeta *Tineretului învățătoresc*, 100, Lipova, 1936.

111. Sur la position stratigraphique du massif de sel de Dej (în colaborare cu Ionescu-Balea). Comunicare prezentată în ședința din 27 martie 1936 a Acad. Șt. Rom., București, 1936.

112. Elemente de paleontologie. I, Nevertebrate, Cluj. 1938.

113. Hidrologia subterană a Dobrogei prebalcanice. *Anal. Dobrogei*, XIX/1, 13—20, 1 c, Cernăuți, 1938.

114. Statice gmelini Wild lîngă Craiova şi concluziile ce se pot trage din prezenţa acestei plante de sărături. *Bul. Soc. Natur. Rom.*, 14, 18—19, Bucureşti, 1939.

115. Sel Helvetien dans les Subcarpathes Orientales. *C.R. Inst. Sci. Roum.* (Acad. Sci. Roum.), III/2, 254—257, Bucureşti, 1939.

116. Sare şi ape minerale. A.I.T.I.M., Congr. IV (1939), rapoarte, secţ. VI, Bucureşti, 1939.

117. Considerations génétiques et économiques sur le pétrole roumain. *Rev. Univ. Mines.* (8), XV/3, 89—91, Liège, 1939.

118. Le sel des regions carpathiques roumaines, son mode de présentation et sa position stratigraphique. *Z. bulg. geol. Ges.* XI, (Festshr. „St. Boncev"), 49—65, Sofia, 1939.

119. Sur la presence des galets des roches porphyriques à quartz dans les graviers continentaux du Levantin supérieur-Quaternaire inferieur de l'Olténie occidentale. *C.R. Inst. Sci. Roum.* (Acad. Sci. Roum.), IV/3—4, 337—339, Bucureşti, 1940.

120. Ing. Matei M. Drăghiceanu. *Bul. Acad. Şt. Rom.* 95—99, Bucureşti.

121. Geologia şi manifestările seismice din octombrie—noiembrie 1940. *Cele trei Crişuri*, 21, nov.—dec., 1940.

122. Considerations géologiques sur la région épicentral du tremblement de tèrre de Roumanie du 20 novembre 3 h, 40′, 1940, *C.R. Inst. Sci. Roum.*, V/3, 179—203, 4-f, Bucureşti, 1941.

123. Geologia şi seismologia. *Cele trei Crişuri*, ian.—febr., 1941.

124. Exposé synthetique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, V, 15—73, Bucureşti, 1942.

125. Sarea regiunilor carpatice româneşti. Ed. Fundaţiilor reg., lit. artă, Bucureşti, 1943.

126. Organizarea unui serviciu geologic al armatei. *Bul. Acad. Şt. Rom.*, 10, 208—216, Bucureşti. 1943.

127. Oltenia privită din punct de vedere geologic, economic şi minier. Craiova, Fund. cult., 1943.

128. Noţiuni de geologie. Ed. Fundaţiilor, Bucureşti, 1943.

129. Petrolul românesc. Ed. Fundaţiilor, Bucureşti, 1943.

130. L'influence des affessements synclinaux sur le mode de présentation d'un structure géologique anticlinale. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, VII, 236—240, Bucureşti, 1945.

131. L'Oligocene de Rîul Doamnei. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, VII, 257—259, Bucureşti, 1945.

132. L'âge des calcaires a Orbitoides de Corbşori. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, VII, 259—262, Bucureşti, 1945.

133. L'âge de gypses inferieur. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, VII, 262—264, Bucureşti, 1945.

134. Contributions à la stratigraphie du Flysch marginal de la vallée de la Bistritza. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, 281—286, București, 1945.

135. L'âge du conglomerats de Pietricica, de Gîrcina et de Pleșul. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, VII, 312—319, București, 1945.

136. Alcătuirea geologică a României. Manuscris. Arh. I.G.G.

Lucrări despre viața și activitatea lui Ion Popescu-Voitești (în ordinea apariției) :

Stanciu V. (1936) Viața și opera profesorului Voitești. *Astra*, Cluj.

Atanasiu I. (1942) Profesorul Ion Popescu-Voitești. *Natura*, București.

Maxim I. Al. (1945) Profesorul Voitești. *Transilvania*, 76, Cluj.

Oprescu C. (1945) Profesorul Ion Popescu-Voitești. *Natura*, XXXIII. 5—12, București.

Maxim I. Al. (1945) Le professeur I. P. Voitești. Sa vie et son activité scientifique. *Rev. Muz. Miner.-Geol. Univ. Cluj*, VIII, 1, Cluj.

Cantuniari Șt. (1956) Viața și activitatea științifică a profesorului Ion Popescu-Voitești. *Bul. Acad. Șt. Rom.*, București.

Ilie M. (1975) Figuri de geologi români. I, 115—180, Ed. științifică, București.

Anton S. (1967) Profesorul Ion Popescu-Voitești. *Natura*, XIX, București.

Teoteoi I. (1970) Profesorul Ion Popescu-Voitești, gînditor și creator al geologiei românești. *Coloana*, Tîrgu-Jiu.

Huică I. (1975) Un secol de la nașterea geologului Ion Popescu-Voitești. *Terra*, VII, București.

Huică I., Teoteoi I. (1976) Geologul Ion Popescu-Voitești, 100 de ani de la naștere. Casa corpului didactic, Tîrgu-Jiu.

Badea L., Huică I. (1977) Ion Popescu-Voitești, 100 de ani de la naștere. *St. cerc. geol., geof., geogr., seria geogr.*, XXIV, București.

OPERA ȘTIINȚIFICĂ A LUI ION POPESCU-VOITEȘTI — PRIVIRE DE ANSAMBLU [1] —

PAR

MARCIAN BLEAHU [2]

Istoria științei este marcată de două feluri de personalități : savanții care lasă o faimă în urma lor prin ce gîndesc și cei care se impun prin modul cum gîndesc. Primii sînt creatorii de adevăruri, ceilalți, creatorii de sisteme. Există apoi un al doilea mod de a clasifica marile personalități : cele care creează cu migală și perseverență, cizelînd cîte o idee, și cele care abordează orice necunoscută și ard cu intensitate într-un efort de a înțelege integral lumea înconjurătoare. Primii sînt oamenii care creează pentru viitor, ceilalți care edifică prezentul.

Am crezut necesar de a face astfel de delimitări pentru a înțelege mai bine personalitatea complexă și atît de interesantă a celui ce a fost unul dintre marii noștri geologi înaintași, profesorul Ion Popescu Voitești. El a fost savantul complex, cu tentaculele căutării împinse în cele mai diverse domenii și în același timp creatorul de sisteme ce a făcut neîncetat efortul unei înțelegeri globale. Opera lui științifică trebuie abordată sub acest dublu aspect și valoarea ei trebuie căutată mai puțin în perspectiva timpului și mai mult în contextul momentului în care a fost creată.

O privire de ansamblu asupra operei științifice a profesorului Voitești ne prezintă următorul tablou : 10 lucrări de paleontologie, 30 de lucrări de stratigrafie, 22 de lucrări de tectonică, 27 de lucrări de geologie aplicată, 17 lucrări de geologie generală, 8 lucrări de sinteză, 8 lucrări didactice și 12 note, discuții, contribuții la istoria geologiei etc. Desigur, cifrele globale, de număr de lucrări, nu spun nimic și chiar dacă ar fi să luăm în considerare numărul de pagini încă nu am avea o privire asupra valorii, căci opera lui Voitești a fost creată într-o vreme cînd nu volumul era criteriul calității. Totuși, o astfel de statistică reliefează cel puțin ponderea diverselor discipline în preocupările savantului și interesul purtat diverselor ramuri ale geologiei.

---

[1] Prezentată în ședința comemorativă din 26 noiembrie 1977.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București.

Mai semnificativă este însă analiza eşalonării în timp a diverselor preocupări. Şi din acest punct de vedere activitatea ştiinţifică a lui Voiteşti este un model de evoluţie armonioasă, de dezvoltare logică a unui spirit cuprinzător. Activitatea profesorului Voiteşti se întinde pe o perioadă de 35 de ani, din 1909, data apariţiei primei lucrări, pînă în 1944, data punerii punctului final la o magnifică sinteză care, din păcate, a rămas pînă astăzi în manuscris. Dacă împărţim acest răstimp în decade, constatăm că în prima decadă se plasează lucrările de paleontologie, în a doua, cele de stratigrafie şi tectonică de detaliu, aceasta fiind faza acumulării de date, de cercetări extinse în teren, de înregistrare a faptelor. Decada a treia reprezintă concretizarea practică a activităţii, ponderea preluînd-o geologia aplicată. Şi pe deasupra acestei eşalonări este continua preocupare de sinteză, de bilanţ şi perspectivă, privirile de ansamblu asupra evoluţiei teritoriului României realizate de Voiteşti succedîndu-se ritmic : 1921, 1929, 1935, 1942 şi 1944.

Desigur, în spaţiul cîtorva pagini este imposibil a trece măcar şi în revistă toată bogăţia de fapte, tot noianul de idei şi imensitatea de concluzii ce se desprind din lucrările lui Voiteşti, şi cu atît mai puţin de a analiza critic, în perspectiva a mai bine de trei decenii scurse, vasta sa operă. Să ne fie de aceea îngăduit a face doar o sumară trecere în revistă, mai mult pentru a puncta cîteva elemente şi lucrări semnificative din care să se degaje profilul unui savant şi al unui autentic gînditor în domeniul geologiei.

În domeniul paleontologiei, Voiteşti s-a ocupat aproape exclusiv de forme provenind din Terţiar şi mai ales din Eocen, etaj căruia i-a acordat o atenţie deosebită în decursul întregii cariere. Cele patru lucrări dedicate numuliţilor, primele de acest fel în România, l-au plasat printre specialiştii mondiali ai grupului, fapt recunoscut de numirea sa ca preşedinte al secţiei de „Studiul foraminiferelor terţiare" la Congresul internaţional de geologie de la Madrid din 1926. Pe lîngă numuliţi, Voiteşti a studiat şi alte grupe din Eocen (bivalve, echinoderme, gasteropode, brahiopode), apoi forme din Tortonianul flişului subcarpatic, unionide ponţiene, amprente de artiodactyle miocene, el fiind autorul primului tratat de paleontologie a nevertebratelor apărute în România.

În total, paleontologia îi datorează lui Voiteşti 14 specii noi ce fac parte din gasteropode şi bivalve.

Nu insistăm asupra valorii şi actualităţii acestor lucrări, ele formînd obiectul unui alt referat de detaliu. Nu insistăm, din acelaşi motiv, nici asupra cercetărilor stratigrafice întreprinse de Voiteşti, mulţumindu-ne doar a delimita sfera de preocupări, ca intervale stratigrafice şi din punct de vedere regional.

Voiteşti şi-a început cariera prin studiul depresiunii getice, unitate căreia îi va rămîne credincios toată viaţa, dedicîndu-i cîteva lucrări de mare amploare. Urmează, ca număr de lucrări, zona neogenă a Carpaţilor Orientali, mai precis a Subcarpaţilor de la vest de Prahova, unde se va dedica mai ales studiului zăcămintelor de sare şi petrol. A lucrat în zona flişului cretacic şi paleogen a Carpaţilor Orientali, aducînd valoroase contribuţii stratigrafice şi tectonice, iar în timpul profesoratului

de la Cluj a abordat unele zone ale Transilvaniei, cum ar fi Munții Rodnei, partea de N-E a Munților Apuseni, bazinul Transilvaniei și depresiunea Petroșani.

Această enumerare regională ne dă o indicație și asupra sferei de interes ca încadrare stratigrafică : Cretacicul, apoi cu precădere Paleogenul, urmat de Miocen, Pliocen și Cuaternar.

Rezultatele cercetărilor de teren întreprinse de Voitești sînt numeroase și variate și sînt greu de prins în cîteva rînduri. Reținem doar pe cele mai semnificative, cu permanență pînă astăzi. Astfel, Voitești a fost primul ce a separat cîteva formațiuni și faciesuri importante pentru alcătuirea Carpaților Orientali. El a delimitat stratele de Comarnic, pe care le numește astfel și le atribuie vîrsta barremian-apțiană. Tot el a distins gresia de Lucăcești în culmea Berzunțului, considerînd-o ca aparținînd părții finale a Eocenului, formațiune recunoscută de toți cercetătorii ulteriori. Faciesul de Fusaru este identificat de Voitești încă din 1909 și împărțit în trei orizonturi, din care primele două ar fi eocene, iar al treilea oligocen. După cum se știe, astăzi litofaciesul de Fusaru este acceptat unanim, cu specificația că este atribuit integral Oligocenului.

Tot Voitești este primul care a separat și denumit astfel gresia de Siriu, căreia îi atribuie vîrsta cenomaniană, cu mențiunea că ar putea fi și albiană. Termenul este astăzi utilizat într-un sens mai restrîns pentru gresiile paleocen-eocene din unitatea de Audia.

Amintim apoi identificarea faciesului marnelor roșii senoniene, pe care Voitești le atribuie Senonianului, precizarea faciesului de Șotrile, denumit ca atare anterior de Mrazec și, în sfîrșit, identificarea și studiul conglomeratelor de Brezoi, pe care le atribuie Danian-Eocenului.

Pe lîngă identificarea și denumirea formațiunilor de mai sus, Voitești a adus contribuții de detaliu în numeroase alte zone, dintre care amintim descoperirea Meoțianului în zona Pucioasa — Bezdeadu, existența Tortonianului la Ogretin — Mierla, documentat cu o bogată faună, prezența Burdigalianului la Schiulești, pe baza unei asociații de pectinide, prezența Eocenului numulitic la Comarnic și evidențierea unui mare număr de klipe mezozoice și de roci magmatice în zona flișului, cum sînt cele de diabaze de la Teșila, de gnaise de Cozia de la confluența Bîștelor și de calcare tithonice din zona văii Prahova și din sudul Bucegilor.

Toate aceste contribuții, de ordin stratigrafic, sînt opera activității de teren a lui Voitești sau a colaborării cu alți înaintași ai geologiei țării, L. Mrazec, D. M. Preda, H. Grozescu etc.

Lăsînd pentru moment la o parte contribuțiile aduse de Voitești în domeniul tectonicii, ce fac parte integrantă din lucrările de sinteză despre care va fi vorba mai departe, să ne oprim asupra a două probleme ce au fost un fel de leit-motiv în întreaga sa activitate : sarea și petrolul regiunilor carpatice.

Preocupările asupra sării apar în activitatea lui Voitești încă din 1912 cînd, ocupîndu-se de stratigrafia Miocenului din zona flișului Carpaților Orientali, ajunge la concluzia că formațiunea saliferă este ante-

rioară Mediteranianului din Subcarpaţi, fiind legată din punct de vedere tectonic de flişul paleogen, nu de Mediteranian, care este post-tectonic. După această lucrare iniţială, Voiteşti a adus necontenit contribuţii inedite la cunoaşterea masivelor de sare din întreaga ţară, sintetizînd succint ideile sale într-o carte apărută în 1942 intitulată „Sarea regiunilor carpatice româneşti", din care desprindem următoarele date : ca vîrstă, Voiteşti consideră că există patru formaţiuni salifere, toate fiind consecinţe ale ridicării cutelor carpatice, cînd sînt create condiţiile lagunare propice. Acestea se plasează în Cretacicul inferior, legate de stratele de Comarnic, la limita Eocen-Oligocen, în Acvitanian (legate de stratele de Cornu) şi în Helveţian. Cu excepţia primelor două formaţiuni, care s-au dovedit ulterior ca fiind manifestaţiuni saline de sub pînzele flişului, încadrarea lui Voiteşti este valabilă şi astăzi, cu menţiunea că ceea ce considera el ca strate helveţiene, sînt încadrate astăzi la Badenian. Contribuţii valoroase a adus însă Voiteşti în precizarea tectonicii masivelor de sare, detaliind mecanismul diapirelor, după ce Mrazec le definise ca atare. Astfel, el accentuează că străpungerile diapire nu pot fi concepute numai prin presiune litostatică şi deformare autoplastică a sării, ci şi prin presiunile tectonice orientate. Dovada ar fi prezenţa brecii ce însoţeşte sarea, formaţiune asupra căreia atrage în mod deosebit atenţia şi căreia îi dedică mai multe lucrări. Deşi cercetările ulterioare au arătat că brecia sării este de natură sedimentară şi că formează un orizont stratigrafic al Tortonianului, observaţiile de detaliu ale lui Voiteşti rămîn deplin valabile în ceea ce priveşte elementele remaniate, natura matricei şi mecanismul general de formare şi deformare a diapirelor.

Petrolul a constituit şi el, alături de sare, o preocupare constantă a lui Voiteşti. Şi în acest domeniu, prima lucrare datează din anii de început, 1918, iar ultima este o sinteză prezentată sub forma unei mici cărţi apărute în anul ce a precedat dispariţia profesorului, 1943. Între aceste două date se înşiruie mai bine de 20 de lucrări, reprezentînd note, studii, date tehnice sau de producţie şi cursuri universitare privind petrolul românesc. Iată cîteva din ideile susţinute de Voiteşti în acest domeniu.

Geneza petrolului este strîns legată de faciesurile de concentrare salină-bituminoasă a formaţiunilor geologice marine, provenind din materie organică, furnizată mai ales de algele marine, planctonice şi bentonice. În Carpaţi, naşterea faciesurilor bituminoase este strîns legată de fazele orogenice, în urma cărora lanţurile muntoase nou create ofereau condiţii topografice de izolare a unor bazine marine. Astfel, după faza de cutare mezocretacică ia naştere faciesul bituminos al stratelor de Audia, apoi, după cutările laramice, faciesul bituminos din Paleocen-Eocenul zonei flişului ; la finele Eocenului, ca urmare a mişcărilor de ridicare a zonei flişului, ia naştere faciesul bituminos al stratelor de Pucioasa, dar mai ales cel al disodilelor şi menilitelor, apoi cel al stratelor de Cornu din Acvitanian şi în sfîrşit, odată cu desăvîrşirea structurii carpatice, faciesurile bituminoase din Helveţian, Sarmaţian, Meoţian şi Dacian.

Voitești accentuează faptul că în naşterea şi punerea în loc a petrolului un rol de seamă revine factorului tectonic, care oferă posibilitatea de migrare, pe fisurile deschise şi de acumulare, în roca magazin. Voitești a fost unul dintre primii care a detaliat mecanismele de ecranare a petrolului în migrare, accentuînd rolul important ce revine masivelor de sare diapiră. Dar, în ciuda acestor detalieri, trebuie accentuat că Voitești a fost unul dintre susținătorii poziției primare a petrolului în mai toate formațiunile în care se găsește, fiind astfel un precursor, în vremea cînd în general se admitea o singură formațiune-mamă a petrolului şi se punea accentul pe migrări şi acumulări secundare. Să amintim, în sfîrşit, şi faptul că Voitești a fost un precursor şi în sistematizarea cunoştinţelor asupra zăcămintelor petrolifere ale ţării, dînd primele sinteze, cu larg răsunet la vremea aceea, anii '20, în străinătate.

Voitești nu a fost numai un teoretician al geologiei petrolului, ci şi un practician, el fiind adesea consultat în probleme de prospecțiune şi explorare. De asemenea, a urmărit cu atenție punerea în valoare a noilor cîmpuri şi cifrele de producție, dovedindu-se prin aceasta preocupat de geologia economică.

Tot pe linia geologiei economice se situează şi activitatea lui Voitești în domeniul hidrogeologiei balneare. Încă din 1912 el a fost însărcinat cu studiul izvoarelor minerale de la Băile Herculane, cărora le dedică un studiu detaliat, deosebit de valoros prin considerațiunile tectonice pe care le cuprinde, mai puțin prin concluziile hidrogeologice, căci originea juvenilă a apelor termale de aici nu mai poate fi susținută astăzi.

Mai aproape de realitate a fost Voitești în aprecierea naturii şi originii apelor minerale de la Govora, puse pe seama naturii petrografice a subsolului, şi a celor de la Sîngeorz-Băi, considerate ca efect al unor mase vulcanice pe care eroziunea le-a atins doar în Cuaternar.

În sfîrşit, un studiu extrem de interesant, deşi controversat, a fost cel dedicat apelor termo-minerale din malul lacului Mangalia. Natura acestor ape este pusă de Voitești pe seama oxidării piritelor din calcarele sarmațiene, iar cantitatea mare de apă, pe seama condensării vaporilor din atmosferă în interiorul rocilor. Pe cît de ciudată ar părea această interpretare, ea este bazată pe fenomene reale, dovedite ulterior, în alte părți şi în alte cazuri, ca perfect posibile, şi ea dovedeşte o profundă cunoaştere de către Voitești a proceselor fizice şi chimice din cadrul geologiei dinamice.

Geologia dinamică constituie un alt capitol căruia Voitești i-a consacrat o parte din cercetările sale. Unele din notele sale au derivat din simple excursii, în cursul cărora a reuşit însă, cu un ascuțit simț de observație, să întrevadă fenomene interesante cărora să le caute explicații. Aşa este nota privind stratificația gheții în ghețarul Mer de Glace, cercetat cu ocazia unei excursii în Alpi, sau studiul mecanismului alunecărilor de teren, făcut cu ocazia unei vizite în zona Provița. Alteori a efectuat studii ample, ca acela al oscilațiilor litoralului Mării Negre, unde deduce, din alternanța depozitelor marine şi continentale, mai multe faze de oscilații epirogenice.

Tot din domeniul dinamicii externe fac parte observațiile relevînd rolul, în general ignorat, al tectonicii, și cele privind captările de rîuri, relieful masivelor de sare, organizarea rețelei hidrografice, făcute în cadrul amplei sinteze asupra evoluției paleogeografice a teritoriului țării. Una din ideile valoroase în acest sens este aceea că actuala rețea hidrografică este cuaternară, fără raport cu rețeaua anterioară, dezmembrată și modificată profund de cutările ce au avut loc la sfîrșitul Pliocenului, idee perfect valabilă și astăzi, pe care el a argumentat-o primul.

Trecînd la domeniul dinamicii interne, menționăm preocupările din domeniul vulcanologiei : precizarea vîrstei unor injecțiuni dacitice și andezitice în zona Rodnei, bazată mai ales pe stabilirea vîrstei eocene a depozitelor în care s-a produs injecția, precum și identificarea unui con de cenușă andezitică la Ocnele Mari, ipoteză îndrăzneață, pornită însă dintr-o amănunțită cercetare de teren.

Cutremurele de pămînt, aspectul cel mai popular și cel mai dramatic al dinamicii Terrei, au fost o preocupare constantă a lui Voitești. La început, în 1926, doar o preocupare teoretică, ea s-a concretizat în studii directe cu ocazia marelui cutremur din 1940. Studiind cu atenție zonele și modurile de manifestare, Voitești detaliază mecanismele de formare, ajungînd la concluzia că acest cutremur a fost de natură tectonică, de profunzime nu prea mare și cu hipocentrul în zona de N-E a Cîmpiei Române. Nu ne interesează aici concluzia, de fapt greșită, ci modul de argumentare, căci el învederează, o dată mai mult, profunda credință a lui Voitești în factorul tectonic.

În aproape tot ce a studiat și gîndit Voitești, tectonica ocupă primul loc, prin prisma ei a văzut el explicarea majorității fenomenelor geologice și prin prisma ei a interpretat structura teritoriului țării. Acest suprem domeniu al geologiei a fost pentru savantul a cărui memorie o cinstim acum piatra unghiulară a întregii sale activități și vieți. Cu o mare capacitate de a intui ansambluri, de a vedea devenire dinamică într-o stivă de strate imobile, cu darul de a desena și a așterne pe hîrtia plană configurațiile tridimensionale ale scoarței, Voitești era născut pentru a fi tectonician. El a avut o adevărată vocație pentru aceasta. Aproape toate lucrările sale cuprind considerații de tectonică ; în descrierile regionale accentul cade pe structură, iar în explicații tectonica este mai totdeauna pusă la baza fenomenelor. Este greu de aceea a enumera măcar contribuțiile sale și cu atît mai mult a le analiza critic. Să încercăm doar o privire sintetică.

Largile sinteze structurale ale pămîntului românesc, considerate de mulți ca viziuni nefondate, au avut de fapt la bază atente studii de teren, nenumărate observații și excursii geologice efectuate în toate unitățile structurale ale țării. Unele din rezultate sînt cuprinse în scurte note, cum sînt cele privind milonitele dintre pînza transilvană și cea bucovinică din zona Văii Vinului (Munții Rodnei) și de la confluența celor două Someșe (Munții Gilău), altele sînt înglobate în studiile regionale ample, cum sînt cele din zona colinară a Dîmboviței, din Valea Oltului, de la Băile Herculane sau din bazinul Petroșani.

Voitești a trasat cîteva linii majore pentru structura de ansamblu a țării, cum ar fi linia Focșani — Harghita — Țibleș, pe care el a văzut-o ca o unitate, apoi linia Dîmboviței la N-V de valea Dîmboviței, și a preconizat o linie de flexură în regiunea litoralului românesc, la sud de Mangalia etc. Voitești a detaliat mecanisme tectonice, ca acela al diapirismului, al rolului coborîrilor sinclinale pentru o structură anticlinală, al punerii în loc a klipelor tectonice etc. Acolo unde a dat însă întreaga măsură a capacității sale a fost în domeniul structurii în pînze de șariaj.

Voitești a fost un „pînzist" convins, a fost unul din cei mai ardenți luptători pentru această idee și pe ea a construit întreaga sa concepție tectonică. Pentru a înțelege mai bine ce au reprezentat ideile sale în această privință trebuie să ne plasăm în ambianța epocii, adică în anul 1910, cînd teoria pînzelor abia își făcea loc în mintea geologilor europeni, cînd mai numeroși erau adversarii decît partizanii și cînd doar cei mai îndrăzneți reușiseră să întrevadă asemenea structuri în lanțurile cutate ale Europei. În mod concret, după ce Uhlig deschisese un drum pentru Carpații nordici, iar Murgoci crease pînza getică în Carpații Meridionali, trebuia realizată joncțiunea dintre aceste două sisteme, adică trebuia elucidată problema existenței, sau a inexistenței pînzelor în Carpații Orientali. Această trăsătură de unire a realizat-o Voitești într-o magistrală lucrare, concepută împreună cu L. Mrazec, dar unde el are contribuția principală, definind acum principalele unități structurale ale flișului carpatic : grupa pînzelor interne cu pînza conglomeratelor de Bucegi, pînza gresiei de Siriu, pînza marnelor roșii senoniene și pînza gresiei de Fusaru, la care se adaugă grupul pînzelor externe, pînza marginală propriu-zisă și pînza pericarpatică. Începînd din 1920, Voitești se interesează și de zonele interne carpatice, pe care le numește cu un termen fericit ales, și anume catenele dacice, pentru care preia terminologia lui Uhlig, pînza transilvană și pînza bucovinică, și cea a lui Murgoci, pînza getică, la care adaugă elemente în plus pentru partea de SV a Carpaților Meridionali : solzul Băilor Herculane, pînza granitului de Susița și pînza Porților de Fier. Cu aceste elemente Voitești realizează, în 1929, o primă sinteză structurală pentru întregul sistem al Carpaților românești, fiind astfel cel dintîi tectonician român care include în viziunea sa Munții Apuseni și Carpații Meridionali în întregime. Pe parcursul anilor concepția sa va fi retușată, conturul și numele unităților se vor modifica pe alocuri, dar în ciuda acestei labilități de interpretare, sintezele lui Voitești rămîn fascinante, căci în ele se îmbină în mod egal rigurozitatea omului de știință, puterea imaginativă a creatorului de sistem și forța de convingere a artistului ce mînuiește cu măiestrie vorba și imaginea desenată. Și cu aceste daruri, el a fost primul care a reușit să demonstreze că teritoriul României reprezintă un tot, este un edificiu a cărui unitate îi este conferită de un sistem de unități suprapuse, de pînze.

În aceeași ordine de idei, a unor sinteze care au fost „premiere" în istoria geologiei românești, trebuie să amintim încă două fapte. Voitești a fost primul tectonician român care a încercat corelarea unită-

ţilor carpatice cu cele alpine, căutînd echivalarea diverselor pînze. O tentativă curajoasă pentru anul 1929, aproape simultană cu cea a lui Kober, şi care va rămîne pînă în anii noştri un unicat, cu atît mai mult cu cît însuşi Voiteşti va renunţa, în următoarele sale sinteze, la exerciţii de acest fel.

A doua realizare ce reprezintă un debut în geologia românească este o operă de largă respiraţie, poate lucrarea cea mai realizată a lui Voiteşti, o capodoperă de sinteză şi o inestimabilă sursă de date inedite. Este vorba de „Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului românesc", apărută în 1935 şi care însumează 211 pagini tipărite. Este prima lucrare în care este urmărită, pas cu pas, devenirea ţării, pe baza tuturor datelor geologice disponibile la acea oră, interpretate în mod riguros; cu simţ critic şi cu viziune largă, căci teritoriul ţării este integrat ansamblului european şi nu o dată, celui mondial. Aici sînt definite şi trasate pentru prima dată cutele caledonice şi cele hercinice, sînt schiţate mările şi uscaturile pentru principalele perioade geologice şi sînt trecute în revistă toate formaţiunile sedimentare. Remarcabil este capitolul dedicat Cuaternarului, de fapt prima expunere de ansamblu, pe 33 pagini, asupra acestui important capitol al istoriei geologice a ţării, neglijat aproape complet pînă atunci. Pentru a vedea locul pe care îl ocupă această lucrare în istoria geologiei româneşti este suficient a aminti că pînă în zilele noastre, adică timp de 30 ani, datele paleogeografice ale lui Voiteşti au fost singurele disponibile pentru întregul teritoriu al ţării.

Sintezele tectonice, prezentate în 1921, 1929 şi 1941, şi datele paleogeografice din această lucrare au fost reunite de Voiteşti în ultimii ani ai vieţii într-o magistrală sinteză, un volum compact, de cîteva sute de pagini, splendid ilustrat, care nu a văzut însă lumina tiparului. Este păcat, deoarece el rămîne pînă astăzi un monument de gîndire închegată şi personală, un exemplu de probitate ştiinţifică, ce merita să fie cunoscut, mai ales acum, cînd literatura de specialitate este bîntuită de sinteze, ce uneori sînt doar aglomerări de date străine.

După această parcurgere sumară, şi din păcate mai mult formală, a operei ştiinţifice a profesorului Popescu-Voiteşti, ar fi poate cazul să ne întrebăm ce anume a rămas valabil din ea, care îi este viabilitatea în perspectiva unui sfert de veac de la încheierea ei. Îmi permit să afirm că de fapt nu este cazul să ne punem o astfel de întrebare.

Evoluţia ştiinţei din ultimele decenii a arătat, mai mult ca oricînd, că orice cunoaştere ştiinţifică este relativă, este supusă degradării morale prin depăşire. Este cunoscută faimoasa butadă, că geologia progresează din eroare în eroare. Eroarea este astfel treapta necesară spre perfecţionare şi este inutil să sperăm că noi, cei de acum, vom scăpa de verdictul nemilos al istoriei. Criteriul de apreciere a unei opere vaste ca aceea a lui Voiteşti, nu este cantitatea, de ceea ce considerăm noi astăzi ca erori, ci cantitatea de ceea ce au fost atunci adevăruri. Desigur, ştim astăzi mai mult despre atomi decît a ştiut Democrit acum două milenii, dar analizăm cu acelaşi interes ideile sale pentru că ele au

reprezentat atunci o revoluție și pentru că ele au constituit un sistem de gîndire perfect închis, logic și coerent.

Păstrînd desigur proporțiile în ceea ce privește comparația, putem spune că opera de sinteză a lui Voitești va rămîne în istoria geologiei românești ca un moment revoluționar prin noutatea sa, o piatră unghiulară care a suscitat discuții, controverse și riposte, trădîndu-și valoarea tocmai prin efervescența creată. Voitești nu a fost omul adevărurilor imuabile, ci al ipotezelor de lucru, al tentativelor de cuprindere a datelor disparate într-un ansamblu. El nu a creat pentru eternitate, ci pentru contemporani, dar opera lui îți oferă și astăzi, în perspectiva cîtorva decenii scurse, sentimentul unui sistem rotund, perfect articulat, dacă nu adevărat, în orice caz veridic, precum și voluptatea unei viziuni integrale, științifice și artistice, așa cum nu s-a mai realizat pînă acum, despre alcătuirea și devenirea pămîntului românesc.

ION POPESCU-VOITEȘTI — STRATIGRAFUL [1]

DE

GHEORGHE BOMBIȚĂ [2]

Activitatea de cercetare stratigrafică a lui Ion Popescu-Voiteşti a început în anul 1904 cu pregătirea tezei de doctorat. Era profesor la Şcoala normală din Cîmpulung Muscel, în vîrstă de 28 de ani.

Studiul geologic al muscelelor dintre Dîmboviţa şi Olt, fie că i-a fost sugerat sau nu, l-a condus pe urmele profesorului său de geologie de la Universitatea din Bucureşti, Gregoriu Ştefănescu, primul dintre cei trei geologi pionieri valahi — Gr. Ştefănescu, Sabba Ştefănescu şi Val. Popovici-Haţeg —, cercetători ai Subcarpaţilor Meridionali.

După trei ani, Voiteşti a prezentat o lucrare de stratigrafie regională care cuprindea ansamblul formaţiunilor sedimentare de la Tithonic la Pliocen, cu o vizibilă preocupare pentru sistemul Paleogen pe care autorul l-a tratat, dealtfel toată viaţa, cu o atenţie particulară.

Materialul de studiu a fost prelucrat într-o primă formă la Viena, în laboratorul profesorului V. Uhlig, iar lucrarea a apărut la Bucureşti în anul 1909 : *Contribuţii la studiul geologic şi paleontologic al regiunii muscelelor dintre rîurile Dîmboviţa şi Olt.*

Astăzi, după 70 ani de la apariţia ei, se poate spune că, cu toate limitele impuse de nivelul de atunci al cunoştinţelor privind Paleogenul şi grupele de organisme fosile caracteristice lui, această primă lucrare a lui Voiteşti este o contribuţie reuşită. Ea conţine, între altele, cîteva observaţii definitive în carierele de la Albeşti. Autorul a remarcat suprafaţa de relief a plăcii de calcare şi caracterul transgresiv al termenilor mioceni din acoperiş ; a descris din punct de vedere biostratigrafic cal-

[1] Prezentată în şedinţa comemorativă din 26 noiembrie 1977.

Indexul lucrărilor de stratigrafie ale lui I. Popescu-Voiteşti în :

Bibliografia geologică a României (1926) şi Suplimentele I (1929), II (1939) şi III (1962). Edit. Inst. geol., Bucureşti ;

Ion Popescu-Voiteşti (1928) — Memoriu de titluri şi lucrări. Edit. Ardealul, Cluj ;

Ion Popescu-Voiteşti (1936) — Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. Edit. Ardealul, Cluj.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş 1, Bucureşti.

carele detritice de la Bogățești ; a plasat gresia de Corbi în Oligocen ca și Popovici Hațeg și S. Ștefănescu ; a sesizat caracterul ingresiv al Oligocenului, Senonianului și Eocenului ; a cunoscut efectele proceselor de remaniere deși, uneori, nebănuind amploarea lor (la Corbșori), a interpretat și tectonic unele raporturi, în fapt raporturi stratigrafice.

Nu tot intervalul de vîrstă indicat de Voitești este acoperit de calcarele de la Albești, iar faciesul detritic-terigen al Eocenului de la vest de rîul Doamnei nu mai este repartizat flișului, însă în lucrare acestea sînt elemente de-al doilea ordin.

Aproape în același timp, Voitești a prezentat și rezultatele paleontologice ale cercetărilor sale. Mai întîi *Aspecte anormale la numuliți*, notă scrisă la Viena în vara anului 1908, în care semnala malformații la speciile de talie maximă, cu multă protoplasmă. Apoi *Fauna calcarelor numulitice de la Albești* (1911) — grupele pe care le-a putut cuprinde cu asistența profesorului Diener de la Viena : echinoide, brahiopode și moluște, cu cîțiva taxoni noi de echinide și gasteropode ilustrate în planșe.

După un stagiu de un an și jumătate la Universitatea din Viena, în toamna anului 1908, Voitești a plecat la Paris, la laboratorul de geologie de la Sorbona al profesorului E. Haug. De data aceasta a lucrat și pe lîngă J. Boussac care atunci încheia lucrul la teza sa „Numuliticul alpin".

La Universitatea din Paris a obținut mai întîi echivalarea diplomei de licență, prezentînd forma prescurtată a studiului publicat în țară în 1909. Apoi a trecut la pregătirea unei a doua forme a lucrării în vederea prezentării ei ca teză de doctorat în franceză : *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gétique* (1910).

Cei doi ani de specializare la Paris l-au legat de Franța. Dacă nu toate lucrările lui Voitești, în schimb contribuțiile și ideile sale principale au fost prezentate și sau numai în limba franceză. I. Popescu-Voitești a fost, s-ar putea spune, un geolog de formație intelectuală și de limbă franceză. J. Cuvillier, directorul laboratorului de Micropaleontologie al Universității din Paris, își amintea de el, în anul 1965, ca de un cercetător cu vederi largi și deosebit de agreabil.

În anul 1909, Voitești a fost racolat în echipa de geologi asistenți ai tînărului Institut Geologic al României, s-a apropiat de profesorul L. Mrazec, a început colaborarea cu acesta și lucrul în comun pe teren.

Cu această scurtă incursiune biografică încercăm o explicație pentru direcția nouă și definitivă pe care o va lua activitatea lui Voitești după anul 1900. Fiindcă apare evident că contactul temperamentului său cu Uhlig și cu Haug și, mai ales, apropierea și influența lui Mrazec i-au determinat înclinarea, sau poate opțiunea, spre raționamentul preponderent geostructural și către lucrări de sinteză tectonică și paleogeografică.

Prima dovadă stă în versiunea a doua a lucrării sale asupra Depresiunii getice, fundamental deosebită față de prima. În noua ei formă, lucrarea a lăsat deoparte calcarele de la Albești și s-a referit numai la faciesul numit „de fliș", traversat de rîurile Doamna, Vîlsan, Argeș și

Topolog, și la sectorul extrem occidental al flișului intern dintre văile Dîmboviţa și Argeșel. Pentru regiunea de la vest de rîul Olt autorul a interpretat date provenind de la Murgoci, Popovici-Haţeg și Reinhard.

În această reluare tectonică, stratigrafia regiunii a fost inversată, orizontul superior marnos a devenit inferior (Luteţian complet) ; cel inferior, detritic-grosier, a devenit superior (Oligocen), totul a fost implicat în autohtonul pînzei conglomeratelor de Bucegi, calcarele de Albești au fost interpretate ca șariate peste Numuliticul getic greso-marnos.

A fost o viziune ultra-pînzistă care s-a dovedit ulterior forţată. În ajunul primului război mondial, în cîteva observaţii făcute la o comunicare a lui H. Grozescu cu privire la aceeași regiune (Dări de seamă, I. G., VII), Voitești însuși a revenit la interpretarea formaţiunilor Numuliticului getic în succesiune normală, monoclinală, dovedită corectă pînă azi.

Timp de zece ani cît a lucrat ca geolog asistent la Institutul Geologic, adică pînă la sfîrșitul primului război mondial cînd a ocupat postul de profesor la Cluj, Voitești nu a mai abordat teme de stratigrafie decît în legătură cu mult controversatele probleme care se cereau rezolvate la vremea aceea, și anume vîrsta și poziţia zăcămintelor de sare din Subcarpaţi și structura în pînze de șariaj a Carpaţilor Orientali. Și trebuie adăugat că a făcut stratigrafie aproape totdeauna de pe poziţii subordonate structurii.

După susţinerea tezei în Franţa, odată cu prima sa colaborare cu Mrazec, *Contribuţii la cunoașterea pînzelor flișului carpatic în România* (1911), Voitești s-a angajat total în aceste două direcţii de cercetare, a considerat priza și creditul acordat opiniilor sale privind geologia sării și structura în pînze a Carpaţilor ca principala oglindire a prestigiului său profesional. Și în fapt le-a rezervat o mare parte din activitatea și din energia sa.

Evocînd personalitatea profesorului I. Popescu-Voitești, evocăm perioada de aur a activităţii geologice din România. În această activitate, determinarea vîrstei zăcămintelor de sare a ocupat un loc major. Ea intră în obiectivul acestei aniversări și de aceea ne vom opri asupra ei.

Pînă în anul 1910 erau considerate formaţiuni salifere Eocenul din Carpaţi și Mediteranianul 2 („Helveţian-Tortonian") din Subcarpaţi. Părerea aparţinea lui Mrazec și Teysseyre (1902). La ea se asocia și Murgoci (1907) pentru Subcarpaţii Olteniei.

După 1910, pînă în 1914, a predominat ideea că stratele care găzduiesc zăcămintele de sare sînt exclusiv aquitaniene — după opinia lui Mrazec și Voitești. L. Mrazec, apoi G. Macovei au susţinut neabătut această idee. Ea se referea la stratele de Cornu deja numite de Mrazec din anul 1901. I. P. Voitești a subscris de asemenea, în anul 1911, în *Contribuţii la cunoașterea pînzelor flișului.*

Au urmat primele campanii de teren ale lui Voitești ca asistent al Institutului Geologic. În anul 1910 : regiunea cursului mijlociu al rîului Olt, cursul superior al văilor Ialomiţa și Bizdidel, regiunea

Pucioasa — Cucuteni — Bezdeadu — Vîrfurile, regiunea dintre rîurile Prahova și Teleajen ; în anul 1911 : regiunea dintre rîurile Doftana și Ialomița, foile Comarnic, Teșila, Breaza și Bizdidelu. Voitești semnala atunci „Tortonianul" fosilifer de la Ogredin-Mierla (Prahova), pe flancul nordic al anticlinalului Vălenii de Munte. Interpretarea observațiilor de teren nu-l detașau încă de Mrazec în privința geologiei sării.

În trei note (Dări de seamă I. G., IV, V și Anuarul geologic I. G., VI) Voitești și-a prezentat observațiile de teren din aceste campanii și interpretarea lor. Concluzia (1912) : „Tortonianul" este discordant peste formațiunea sării și peste Numuliticul pînzei (de Tarcău) și este cutat împreună cu depozitele Meoțianului și ale Dacianului într-o fază plio-cuaternară ; formațiunea sării, cu rol de autohton, este cutată împreună cu pînzele flișului ; în fine, există două formațiuni salifere : una inferioară, cu sare, a Mediteranianului 1 (Aquitanian-Burdigalian), alta superioară, cu gipsuri și tufuri, a Mediteranianului 2 („Helveția-Tortonian").

În vara anului 1912, Voitești a făcut ridicări geologice pe foile Șoimari, Chiojdiu și Vălenii de Munte, iar în 1915, împreună cu D. Preda și H. Grozescu, pe foile Șoimari, Vălenii de Munte și Urlați.

În lunile noiembrie și decembrie din același an și în ianuarie 1916 au avut loc, în sala de ședințe a Institutului Geologic din șos. Kiseleff 2, în prezența unei asistențe presupun în parte uimită — tinerii —, în parte surprinsă și nedumerită — vîrstnicii — , oricum într-o atmosferă nu lipsită de încordare, trei-patru ședințe în care trioul Grozescu-Preda-Voitești (animatorul fiind ultimul, atunci în vîrstă de 39 ani) a prezentat noile vederi asupra vîrstei și poziției zăcămintelor de sare din România.

Mai întîi trei comunicări comune (Dări de seamă I. G., VII) :

1. *Asupra prezenței unor klipe de Paleogen . . . ;*

2. *Clasificarea Mediteranianului din România* (binecunoscuta lucrare cu pectenii de la Schiulești ;

3. *Formațiunea cu masive de sare.*

A patra comunicare, semnată de Votești singur, *Pînzele flișului carpatic și noua concepție asupra vechimii sării*, sublinia concluziile :

a) baza Mediteranianului din Subcarpați este de acum datată cu macrofosile (pecteni) de vîrstă burdigaliană ;

b) masivele de sare nu au poziție stratigrafică ci tectonică, dovedită de brecia de străpungere cu klipe de roci paleogene și mezozoice pe flancuri, fapt ce exclude vîrsta lor miocenă ;

c) concepția despre vechimea pînzelor carpatice se schimbă, punerea lor în loc plasîndu-se într-un moment pre-„tortonian".

G. Macovei, ca purtător de cuvînt al oponenților, a rezumat mai întîi, din punctul său de vedere, cele patru comunicări. Apoi, într-o a cincea, a sa (trebuie spus, o prezentare remarcabil structurată), a conchis :

a) în România Mediteranianul este o „serie" completă ;

b) depunerea zăcămintelor de sare a avut loc în orizontul bazal, lagunar, salin și bituminos, cu marne și gipsuri, dar lipsit de tufuri —

stratele de Cornu aquitanian-burdigaliene — care sînt și roca mamă de petrol din Carpați ;

c) nivelul cu pecteni se găsește deasupra orizontului sării.

Discuțiile s-au oprit aici. În vară au urmat mobilizarea și plecările pe front în primul război mondial.

Dezbaterile au fost reluate în noiembrie 1919, în atmosfera radioasă a păcii, chiar din prima ședință a Institutului Geologic. Atunci Mrazec a anunțat cu regret plecarea lui Voitești de la Intstitutul Geologic ca profesor la Universitatea din Cluj.

În aceeași ședință Voitești a recomandat ca brecia sării să nu fie reprezentată ca formațiune ci ca un produs tectonic ; adică, așa cum am zice azi, nu în coloană, cu culoare, ci la semne.

S. Athanasiu s-a declarat consecvent vederilor sale din 1913 (sarea aparține Mediteranianului 2) sprijinit, cel puțin în parte, pe datările geologilor polonezi și austrieci la Wieliczka, unde determinarea microfaunei fusese făcută de A. Reuss.

L. Mrazec s-a menținut de asemenea la părerea anterior exprimată : sarea aparține Mediteranianului 1.

I. P. Voitești a mai fost prezent la ședințele Institutului Geologic, însă evoluția ideilor sale asupra originii, vîrstei și poziției sării poate fi urmărită în alte diferite publicații. Și o va face de acum singur, fiindcă, începînd din anul 1921, D. Preda va înclina din ce în ce mai mult către partida care atribuia sarea Miocenului.

Între altele, în două articole publicate în Buletinul societății geologice a Franței din anii 1919 și 1921, Voitești susținea că poziția masivelor de sare este exclusiv tectonică ; remarca apariția sării pe structuri obligatoriu anticlinale de sub toate formațiunile geosinclinalului flișului pe care le-a brecifiat prin străpungere ; atribuia breciei sării caracter tectonic, subliniind că pînă la el aceasta a fost considerată ca fiind de natură sedimentară și sincronă cu sarea.

L. Mrazec, cu vederi proprii în problemă dar și în calitatea sa de arbitru, a invitat în vara anului 1920 doi geologi francezi, L. Bertrand și L. Joleaud, să viziteze cîteva masive de sare din Carpați. Aceștia au fost conduși pe teren de Mrazec și de Voitești. Geologii francezi au fost de părere că sarea carpatică este de vîrstă oligocen superior-miocen inferioară, iar ejecțiunea ei este o consecință a încălecării pînzelor flișului.

Invocînd deseori situația de la Podenii Noi (la est de Ploiești), unde a făcut inventarul rocilor din brecia sării, Voitești continua să-și susțină ipoteza. El scria în anul 1934 : „Am cea mai fermă convingere ... că masivele de sare nu pot fi de vîrstă mediteraniană, fie medie, cum cred geologii polonezi, fie inferioară, cum cred geologii români și cum am crezut și eu la început, ci mult mai vechi, în tot cazul mai vechi decît flișul oligocen-eocen mediu.“ Avea, în același timp, unele îndoieli cu privire la masivele de sare din Transilvania și din Maramureș a căror arie de distribuție se suprapune extinderii Mediteranianului. În anul 1937, împreună cu Ionescu-Balea, declara ca sigură poziția strati-

grafică a masivului salin de la Dej în baza „Helveţianului". Trebuie însă spus că problema vîrstei sării din Transilvania fusese rezolvată înainte de anul 1900.

Şi totuşi, în anul 1939, într-o notă intitulată *Sarea helvetiană din Subcarpaţii orientali*, după ce atribuia Eocenului sarea de la Lunca—Lopătari, Slănic-Prahova şi Tg. Ocna—Bacău, Voiteşti anunţa descoperirea unui masiv la Valea Sării, cătunul Podurile, intercalat în „Helveţian" şi nedislocat. „Există deci neîndoielnic — recunoaşte Voiteşti — sare intercalată în marnele Helveţianului inferior."

Cu toate acestea, în anii 1942—1943 menţiona ca „faciesuri saline" în Carpaţi pe următoarele : Apţianul de Comarnic, flişul paleocen-eocen, Aquitanianul din Subcarpaţi, din Depresiunea getică şi din Transilvania, „Helveţianul" din Maramureş, de la Ocna Dejului, Ocna Sibiului, Ocnele Mari—Oltenia şi masivele de pe linia „de dislocaţie" a Subcarpaţilor. Condiţiile de formare a sării, cu concentrări ale resturilor apelor marine succedînd unor epoci diastrofice, încetaseră, după Voiteşti, în „Tortonianul" superior.

În sfîrşit, în cîteva rînduri infrapaginale la ultima notă publicată, rînduri scrise în februarie 1944 cu privire la vîrsta conglomeratelor de Pietricica, Gîrcina şi Pleşu, I. P. Voiteşti, care avea acum 67 ani, admitea că masivul de sare de la Valea Sărată—Bacău, în Dealul Moşului, „considerat de noi ca fiind de vîrstă paleogenă, s-a dovedit recent a fi de vîrstă helveţian inferioară, ca dealtfel aproape toate masivele de sare din Subcarpaţii orientali, formaţiune prinsă, împreună cu Helveţianul mediu, sub bordura externă, faliată şi încălecată spre exterior, a pînzei pericarpatice."

În problema geologiei zăcămintelor de sare din Carpaţi Voiteşti a fost un om al pasiunii profesionale, ca mai toţi acei puţini geologi ai generaţiei lui, dar, după cele arătate mai sus, cred că nu atît încît să fi atins în vreun fel zidul dogmei. În condiţiile tectonice complicate în care sarea apare în Subcarpaţi, clarificarea poziţiei şi vîrstei ei nu a fost o problemă simplă pentru anii 1910—1925.

Dealtfel, pentru datarea unora dintre zăcămintele noastre de sare se mai ezită încă şi astăzi între Aquitanian şi Badenian. Aceasta cu toate că 28 ani după cele trei şedinţe memorabile din ajunul primului război mondial, către sfîrşitul celui de-al doilea, în decembrie 1943—ianuarie 1944, în alte trei şedinţe succesive, Gr. Popescu şi Fl. Olteanu au restabilit caracterul sedimentar al formaţiunii breciei din Badenian şi poziţia ei stratigrafică certă, împreună cu acumulările de sare incluse, în acest etaj ; iar de atunci pînă în prezent au mai trecut încă 32 ani.

În anii 1926 şi 1927, la Cluj şi la Madrid, Voiteşti a prezentat o schiţă paleogeografică interesantă a Eocenului, pornind de la aria de distribuţie a două cupluri de numuliţi de talie mare la interiorul şi la exteriorul catenei dacice, aflată în continuare directă cu zona centrală a Alpilor, şi anume : N. distans şi N. irregularis într-o provincie exterioară

cuprinzînd geosinclinalul carpatic și platformele ; N. perforatus și N. millecaput într-o provincie interioară reprezentată de depresiunile interne. Exondarea fini-cretacică ar fi interpus o barieră între cele două grupe caracteristice celor două provincii.

Progresele realizate între timp în aria mesogeană (din care face parte și teritoriul țării noastre) fac să pornim astăzi de la alte criterii stratigrafice în paleogeografia Numuliticului : pe de o parte, grupele în discuție nu sînt sincrone ; pe de altă parte, fiecare grup, la vremea lui, a ocupat arii mai largi : grupul N. distans pare a fi fost prezent și la interiorul zonei cristalino-mezozoice, iar grupul N. perforatus a populat în mod cert și exteriorul ei.

Dar trebuie adăugat totuși că dacă O. Protescu a fost primul autor care a publicat un studiu asupra foraminiferelor în limba română (1922), Voitești a fost întîiul care a abordat grupul foraminiferelor mari la nivelul cercetătorului specializat, cu diagnoze, figurație și cu tentative de interpretări paleobiogeografice.

Datorăm lui Voitești trei unități litostratigrafice de prim ordin : gresia de Fusaru, stratele de Comarnic și gresia de Lucăcești.

Gresia de Fusaru (Paleogenul în facies de Fusaru sau Complexul faciesului de Fusaru) a fost separată între rîurile Prahova și Dîmbovița, în vîrful Sultanu, și denumită în teză (1910). Formațiunea a fost atribuită Eocenului mediu și superior în baza conținutului său paleontologic cu Assilina, Nummulites, Orthophragmina, Turritella și Cerithium. Ea a fost considerată în Carpații Meridionali ca fiind echivalentă a gresiei de Tarcău din Carpații Orientali și cu gresia de Măgura din Carpații Occidentali.

În anul 1921 D. Preda a trecut gresia de Fusaru în Oligocen ca o intercalație în suita bituminoasă a seriei, în timp ce Voitești insista pentru menținerea ei în Eocenul superior, sub stratele de Pucioasa oligocene din acoperiș cu resturi de pești.

Poziția gresiei de Fusaru s-a clarificat în anul 1944 prin intervențiile lui Gr. Popescu și I. Atanasiu la o comunicare a lui N. Grigoraș asupra faciesurilor oligocene din regiunea de curbură : Gr. Popescu remarca identitatea „gresiei de Tarcău" din Oligocen cu gresia din vîrful Sultanu ; I. Atanasiu a tranșat chestiunea, propunînd ca gresie de Tarcău să rămînă numai cea eocenă, iar ceea ce îi seamănă în Oligocen să fie numită gresie de Fusaru.

În raportul campaniei de teren din anul 1911 (Cercetări în foile Comarnic, Teșila, Breaza și Bizdidelu), Voitești a separat din stratele de Sinaia (Popovici-Hațeg) *stratele de Comarnic*, considerate de el apțiene (cu Orbitolina lenticularis). Un an mai tîrziu, împreună cu Mrazec și Macovei și la recomandarea ultimului, vîrsta a fost corectată — Barremian-Apțian — și stratele de Comarnic au fost împărțite în două orizonturi.

Formațiunea a fost redefinită de către G. Murgeanu (1931) care păstra în noțiune numai orizontul inferior considerat Hauterivian-Barre-

mian. Recent, pe anumite secțiuni, au apărut și alte interpretări ale conținutului formațiunii.

În anul 1921 Voitești a introdus denumirea *gresie de Lucăcești* pentru un pachet de gresie submenilitică de 15 m grosime, asemănătoare cu gresia de Kliwa, dar cu caracter relativ polimictic.

Pe creasta Berzunțului, între rîurile Asău și Tazlăul Sărat, gresia de Lucăcești urmează deasupra unei succesiuni de pelite tipic eocene, acestea acoperind, la rîndul lor, gresia de Tarcău-„Fusaru". Voitești a considerat-o eocenă în baza prezenței asilinelor în regiunea văilor Buzău—Oituz și a numuliților în Galiția. I. Atanasiu, luînd în considerație aspectul ei petrografic, considera gresia de Lucăcești ca aparținînd Oligocenului.

Vîrsta eocenă sau oligocenă a gresiei de Lucăcești este și astăzi în discuție.

Între vederile sale de stratigrafie amintim și pe acelea privind limitele Cretacic-Paleogen și Eocen-Oligocen : în Transilvania considera trecerile de la Cretacic la Paleogen și de la Eocen la Oligocen ca fiind continue, în Depresiunea getică recunoștea această relație numai pentru limita Eocen-Oligocen, iar în Carpați a susținut, la ambele limite, existența întreruperilor cu lacune, ca efecte ale unor faze tectogenetice. „Dacă pentru geosinclinalul flișului alpin și al Carpaților de nord, mult mai adînc, o continuitate de sedimentare Cretacic-Paleogen este foarte probabilă... — scria Voitești în anul 1936 —, avem convingerea că exondarea incontestabilă a zonei carpatice de la finele Senonianului n-a putut să nu aibă răsunet și asupra geosinclinalului extern...", aceasta cu atît mai mult cu cît pe platforme situația i se părea, din acest punct de vedere, evidentă.

Discontinuitatea dintre Eocen și Oligocen avea la bază părerea că în zona flișului gresia de Lucăcești se păstrează doar ca martori de eroziune, indicînd o perioadă de exondare.

Asupra acestor idei autorul nu a revenit cu alte argumente.

I. P. Voitești a mai adus contribuții stratigrafice în cîteva alte note. Am socotit mai semnificative următoarele :

Pliocenul carbonifer de la Comănești ;

Distribuția și semnificația faciesului litoral cu Serpulide din Sarmațian (localizat în Volhinian-Bessarabian, după cum confirmă astăzi colegii neogeniști) ;

Stratigrafia și paleogeografia bazinului Petroșani.

Inventarierea paleontologică, cu separarea și denumirea unor taxoni noi, i-a fost de asemenea în atenție. În afară de contribuțiile din teză, amintim nota care descrie pe Unio lunae din Pontianul inferior de la Dolani pe rîul Ialomița, devenit ulterior Phyllocardium planum lunae (Wenz) și mai recent repartizat de I. Motaș Paradacnelor : Lunadacna lunae din Pontianul superior.

În ultimii ani de viață — depășise vîrsta de 66 ani —, Voitești a prezentat cinci note de stratigrafie rezumate mai jos, în ordine cronologică :

În *Oligocenul de pe rîul Doamnei* a acceptat vîrsta eocenă a gresiei de Corbi (în teză aceasta fusese în mod corect plasată în Oligocen, întrucît foraminiferele mari conținute sînt, din punctul nostru de vedere, în zăcămînt secundar), restul suitei, pînă la gipsurile inferioare, reprezentînd Oligocenul.

Calcarele cu Orbitoide de la Corbșori fuseseră corect considerate în teză ca avînd un conținut paleontologic eocen. De data aceasta le presupune cretacice (deci cu Orbitoides ?), aflorînd între rocile oligocene și gipsuri datorită unui releu de falii în trepte, în zona de racord dintre Depresiunea getică și Subcarpații meridionali, într-un cadru structural în mod forțat complicat.

Pentru a explica *Fauna eocenă din gipsurile inferioare* miocene Voitești a prezentat trei posibilități : brecii tectonice, organisme persistente și remaniere. Ultima posibilitate este considerată realitate astăzi.

În *Contribuții la stratigrafia flișului marginal de pe Valea Bistriței* Voitești își menținea părerile asupra lacunei dintre Cretacic și Paleogen și asupra raporturilor de discordanță ale Oligocenului ; susținea vîrsta eocenă a stratelor de Bisericani în opoziție cu S. Athanasiu, I. Atanasiu și G. Macovei care le includeau la Oligocen ; trecea la Eocen gresiile „senoniene" cu numuliți ale acelorași autori de pe valea Slănicului.

Ultima comunicare, *Asupra vîrstei conglomeratelor de Pietricica, Gîrcina și Pleșul din Subcarpații Orientali*, subscria la vîrsta atribuită acestora de către Mrazec și Teysseyre (Burdigalian) și pe care S. Athanasiu și I. Atanasiu le repartizau Oligocenului. Analize micropaleontologice recente au confirmat vîrsta lor în intervalul Aquitanian-Langhian.

Aceste ultime cinci note au fost scrise la Voitești, în satul natal, au fost susținute la Academia de Științe și au apărut postum (Dări de seamă Acad. Șt., 1945).

După prezentarea lor Voitești a căzut, activitatea lui s-a închis după 40 ani, ca un cerc, cu preocupări din tinerețe.

Am încercat să-l cunosc pe Popescu-Voitești din stil, din vocabular, din maniera în care discuta, argumenta și cita. Activitatea în Paleogen și perspectiva pe care o dă timpul curs de la dispariția lui m-au ajutat să înțeleg corect, sper, ideile și contribuțiile sale în stratigrafie, ca și drumul și evoluția acestor idei și contribuții pînă astăzi.

Aș spune, în încheiere, că Voitești și-a susținut opiniile deschis, cu entuziasm și cu dezinvoltură, cutezător și, mai ales, aproape întotdeauna sigur de cutezanța lui, chiar și atunci cînd, poate, i-a lipsit cheia cea mai potrivită pentru a pătrunde la fapte ; sau cînd nu a reușit să le separe pe acestea, riguros, de intepretarea dată. Oricum, am înțeles că a ținut la triumful ideilor, nu al persoanei sale.

Nu poate fi deci vorba astăzi de erori sau de depășiri. De 30 de ani urmașii îi completează laturile relative ale activității cu conștiința

faptului că aceste completări vor fi și ele curînd și continuu îmbunătățite. Fiindcă simțul relativității este, sau ar trebui să fie, cred, un instrument elementar al cunoașterii.

Acum aproape 50 ani, la consumarea unei loiale și splendide confruntări de idei geologice în Pirinei, Pierre Termier spunea, adresîndu-se deopotrivă învinsului și învingătorului : „Toți cercetătorii, fără excepție, se înșeală ; esențialul este că din fragmentele greșelilor lor urmașii reconstruiesc trepte pentru a urca mai sus, mereu mai sus în cunoaștere . . .“

Pe scara cunoașterii geologiei țării noastre una dintre trepte poartă înscris numele profesorului Ion Popescu-Voitești.

FORAMINIFERELE MARI DIN DEPRESIUNEA GETICĂ ȘI LIMITELE STUDIULUI LOR [1]

DE

GEORGE BOMBIȚĂ, ELENA BRATU, NICOLAE GHEȚA, JANA ION [2]

Foraminifera. Paleogene. Getic Nummulitic. Albești limestones. Stratigraphic boundary. Biostratigraphy. The South Carpathians. The South Subcarpathian zone. The Argeș Hillocks.

Abstract

Larger Foraminifera from the Getic Depression and the Limits of Their Study. The study presents the results of the analysis of 83 assemblages of larger foraminifera from the Paleogene of the Getic Depression — a post-tectonical cover of the Meso-Neocretaceous Getic Nappe. The two facies of this cover which have been studied are: the „Getic Nummulitic" — a detritic-terrigenous mollassic, sub-littoral facies; and the limestones of the Albești type — a littoral calcareous facies preserved at present as a few sparse patches spared by the erosions of the ingressive-transgressive Oligo-Miocene. 1. Larger foraminifera from the Getic Nummulitic were examined from both the East and West sectors, in the latter simultaneously (for control) with the populations of microforaminifera and the characteristical representatives of the nannoplancton. In this facies the dilemma autochthonous allochthonous microfossils starts even from the second Eocene formation. The Oligocene and Miocene contain rich assemblages of certainly reworked foraminifera. The paper discusses the boundary Eocene/Oligocene and offers a general view on the richness and diversity of the larger foraminifera within this area. The most important conclusion is of paleogeographical order: the Crystallino-Mesozoic core of the Southern Carpathians was completely covered by Lower, Middle and Upper Eocene Nummulitic sediments which were predominantly carbonatic, and were almost completely washed out during the Oligocene and the Miocene. 2. Three autochthonous microfaunal horizons of Cuisian-Lower Lutetian age were distinguished and described within the littoral limestones of the Albești type. Their relations with underlying Creta-

[1] Predată la 15 iunie 1978, acceptată pentru publicare la 10 ianuarie 1979, comunicată în ședința din 2 februarie 1979.

[2] Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

ceous and overlying Miocene formations are also established. The paper proposes the term or *paleopseudocoenosis* for the communities of organisms greatly affected by the reworking processes („regenerated" oryctocoenosis of first, second and third order), that lose their direct biostratigraphic and paleogeographic value and that are implicated in new cycles (exhumation — transport — reburying) with the inherent reintervention of the diagenesis-lithification processes. These „assemblages" are in fact purely mechanical, artificial assemblages ; they are false and deceptive by their direct biostratigraphic, paleoecological and paleogeographical significations, but they are still useful by critical indirect interpretations.

TABLA DE MATERII

Pag.

Abstract 45

Introducere 47

I. Numuliticul getic 51

A) Sectorul de vest între văile Cheia și Topolog 51

a) Substratul cretacic superior 51

1. Formațiunea de Căciulata 51
2. Faciesul de Gosau 52
3. Gresiile și conglomeratele de Turnu 52

b) Paleogenul și Miocenul inferior 52

4. Conglomeratele de Călimănești 53
5. Marnele de Olănești 54
6. Conglomeratele de Cheia 57
7. Stratele de tip Pucioasa 59
8. Gresiile de Muiereasca 61
9. Stratele de Gura Văii 61
10. Conglomeratele de Mățău 62
11. Conglomeratele de la Săcele 63

B) Sectorul de est între valea Argeșului și Valea Doamnei 63

1. Faciesul de Gosau 64
2. Conglomeratele de Călimănești 64
3. Marnele de Limpedea 64
4. Marnele de Olănești 64
5. Gresia de Corbi 67
6. Stratele de Pucioasa 68
7. Stratele de Podu Morii-Vinețișu 69
8. Disodilele superioare 69

Pag.

9. Gipsurile 69
10. Conglomeratele de Mățău 72
Concluzii 72
II. Calcarele numulitice de tip Albești 75
A) Aflorimentele de la Albești-Cîndești 75
1. Stratigrafia calcarelor în carierele de la Albești 76
2. Relațiile dintre Paleogen și Cretacic în perimetrul Albești . . 79
3. Relațiile dintre Paleogen și Neogen la Albești 80
B) Aflorimentele de la Bogătești, Valea Cernatului și Nămăești . . . 82
1. Bogătești-Bilcești 82
2. Valea Cernatului 83
3. Nămăești 83
Concluzii 83
Addenda 84
Bibliografie 86
Rezumat 91

INTRODUCERE

Pentru activitatea de cercetare stratigrafică și de reconstituire paleogeografică a bazinelor care au funcționat pe teritoriul României în timpul Paleogenului, analiza asociațiilor de foraminifere mari își păstrează binecunoscuta ei eficiență.

În ciuda vechimii ei centenare, în două dintre unitățile structurale ale țării, care comportă o dezvoltare largă a sedimentelor paleogene, această analiză trebuie totuși folosită cu prudență și asociată cu alte metode paleontologice de datare[3]. Cele două unități sînt Flișul paleogen din Carpații Orientali, asupra căruia unul dintre noi a publicat recent un studiu din acest punct de vedere (Bombiță, 1973), și Numuliticul getic obiect al articolului de față.

„Depresiunea getică" este o noțiune geomorfologică introdusă de L. Mrazec în anul 1910. Ea ar corespunde acelei zone depresionare a Subcarpaților Meridionali delimitată la nord de conglomeratele bazale și masive ale Eocenului, iar la sud de cuestele puternice ale conglomeratelor burdigaliene de Mățău-(Brebu).

[3] G. Bombiță: geologie regională, foraminifere mari, interpretare generală; Elena Bratu și Jana Ion: microforaminifere; N. Gheța: nannoplancton.

„Numuliticul getic“ (fig. 1 și pl.) este o denumire propusă în același an de I. Popescu-Voiteşti pentru depozitele Paleogenului în facies considerat atunci „de fliș“ dintre Rîul Doamnei la est și rîul Otăsău la vest. Denumirea a fost folosită în reformularea titlului tezei sale și i-a fost inspirată, probabil la Paris, de „Numuliticul alpin“ al lui J. Boussac.

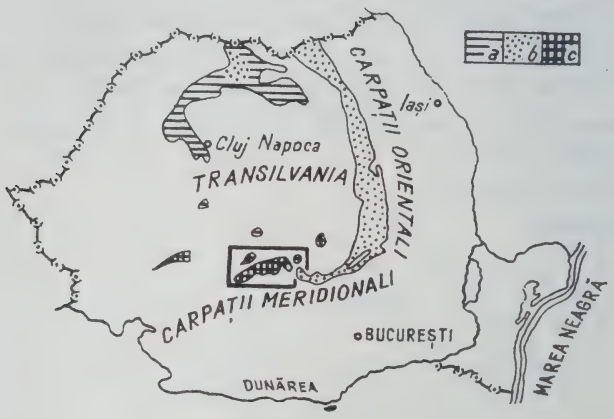


Fig. 1. — Ariile de aflorare ale Paleogenului din România. În cadru : Numuliticul getic. a = epicontinental ; b = fliș ; c = molasă.

Aires d'affleurement du Paléogène de Roumanie. En cadre : Nummultique gétique. a = épicontinental ; b = flysch : c = molasse.

În lucrarea de față păstrăm pentru noțiunea Numulitic getic conținutul atribuit de Popescu-Voiteşti, recunoscînd, în același timp, că nu există elemente importante pentru ca și cele cîteva lambouri ale faciesului marginal, de tip Albești, să nu-i fie incluse.

Aflorimentele Numuliticului getic au fost luate în considerație încă în a doua lucrare geologică scrisă în limba română, „Marmura statuară din Valea Doamnei“ de Gr. Ștefănescu, 1864 (1871).

Sedimentele paleogene de pe versantul sudic al Carpaților Meridionali au fost cercetate de primii geologi din București, pionieri ai activității geologice în România : Gr. Ștefănescu (1871, 1872—1873, 1883, 1885), Sabba Ștefănescu (1884, 1894, 1897), Val. Popovici-Hațeg (1896, 1897, 1898), Gh. Munteanu-Murgoci (1905, 1908) și I. Popescu-Voiteşti (1909, 1911, 1918 . . .). Ultimul dintre aceștia, căruia Institutul geologic i-a comemorat recent centenarul nașterii, a acordat o atenție particulară Paleogenului în general și depozitelor numulitice din Carpați în special.

Pentru prima etapă de cercetări în regiune mai amintim observaţiile tangente consemnate de G. Primics (1884), K. Redlich (1899), L. Mrazec (1904 a, b), M. Reinhard (1910) şi H. Grozescu (1917).

În perioada interbelică au adus contribuţii A. Streckeisen (1933), Şt. Ghika-Budeşti (1940), G. Murgeanu (1941 a, b; 1945) şi E. Hristescu (1944).

După anul 1950, într-o a treia etapă de studii, au lucrat în regiune V. Dragoş (1952—1955), Gr. Popescu (1952, 1954), T. Iorgulescu (1953) şi I. Motaş (1954).

Pentru această perioadă se remarcă faptul că discuţiile privind limita dintre Eocen şi Oligocen, punct important între cele neclarificate, s-au purtat fie în legătură cu unele dezacorduri (menţinute de altfel şi în prezent) privind vîrsta gresiei de Corbi şi posibilitatea sau imposibilitatea corelării ei cu al doilea orizont de conglomerate paleogene de pe valea Topologului şi de la vest de rîul Olt (Popescu-Voiteşti, 1935; Dragoş, 1953, 1955), fie ca discuţii asupra vîrstei orizontului gipsurilor inferioare de la Corbşori (Murgeanu, 1941, 1945; Popescu-Voiteşti 1945 a, b, c).

În continuare, în anii 1955—1958, activitatea unei echipe de geologi prospectori pentru petrol formată din I. Moldovan, Viviana Rădulescu şi L. Turculeţ[4] s-a concretizat în redactarea foii Cîmpulung-Muscel (Harta geol. a Min. Ind. Petr.-Chim. sc. 1:100 000).

O a doua echipă, a Comitetului Geologic, — M. Ştefănescu, Cecilia Butnăreanu, Marina Ştefănescu şi E. Avram[5] —, a recartografiat în anul 1965 formaţiunile paleogene dintre rîurile Dîmboviţa şi Olt.

În harta geologică a României scara 1:200 000, redactată de Institutul geologic (1962—1968), Numuliticul getic a fost reprezentat pe foile geologice şi în notele explicative nr. 27 (Sibiu) şi 34 (Piteşti).

Studiile de geologie regională ale echipelor mai sus menţionate confirmaseră (1955—1965) caracterul transgresiv şi discordant al Eocenului deasupra fundamentului cristalin-neocretacic ca şi ingresiunea Oligocenului deasupra termenilor subjacenţi în faza alpină pireneană. Faptul a fost subliniat ulterior (Bombiţă, 1968) cu ocazia redactării hărţii geologice nr. 34-Piteşti sc. 1:200 000.

Cercetările biostratigrafice din ultimele două decade (Bombiţă, 1957—1968...; Tătărîm, 1962—1975...; B. Popescu et al., 1976) au condus, în mod progresiv, la ideea după care Numuliticul getic, deşi lipsit de complicaţii structurale majore, suscită în schimb discuţii delicate de stratigrafie regională datorită faptului că el conţine, cel puţin local, importante lacune stratigrafice, iar semnificaţia unora dintre faunele de foraminifere găzduite de orizonturile detritice trebuie judecată, în mod obligatoriu, şi în funcţie de caracterul lor de faune remaniate. Aceste fapte au determinat rezerve şi amînări în publicarea datelor de

[4] Arh. I.P.G.G.H., Bucureşti.

[5] Ahr. I.G.G. Bucureşti.

paleontologie stratigrafică care au stat la baza reprezentării Paleogenului pe foaia Pitești (Bombiță, 1968)[6]. Din aceleași motive activitatea geologică în curs, pentru redactarea hărților geologice sc. 1 : 50 000 din această zonă, și-au asociat studiul microforaminiferelor și al nannoplanctonului alături de al foraminiferelor mari.

În legătură cu cele arătate mai sus avizăm de la început pe cititor că multe dintre faunele de foraminifere mari pe care le prezentăm, faune denumite în lucrare „asociații", nu au structură de populație ci de asociații de indivizi, asocieri secundare, detașate de ecosistemul și de mediul lor primar, în majoritate forme megasferice. Din această cauză, pe de o parte determinarea specifică a fost dificilă și a trebuit să fie făcută pe fiecare cochilie în parte ; pe de altă parte am considerat indicat să insistăm, îndeosebi, asupra speciilor centrale în măsura în care concluziile pe asociații să nu fie afectate. În orice caz, din lectura acestui studiu se poate face o idee asupra bogăției și varietății faunelor de foraminifere mari din Paleogenul getic.

Materialul de fond al lucrării este reprezentat, în afară de cîteva observații de geologie regională, de prelucrarea și determinarea a 84 de asociații de macroforaminifere colectate de G. Bombiță (39 asociații), B. Popescu (21), A. Rusu (6), Gr. Popescu (6), D. Jipa (2), Cecilia Butnăreanu-Ștefănescu (1), M. Ștefănescu (1), L. Turculeț (1), C. Culiță (1) și I. Motaș (1).

Au mai fost de asemenea examinate faunele determinate și depuse în colecția Institutului Geologic de I. Popescu-Voitești (3) și G. Murgeanu (2).

Pentru precizarea vîrstelor sînt menționate, în asociații pe formațiuni, reprezentanții caracteristici ai microforaminiferelor și nannoplanctonului recuperați din intercalațiile pelitice.

În ultimele reprezentări geostructurale sintetice ale Carpaților românești (Dumitrescu și Săndulescu, 1970) formațiunile sedimentare cretacic-paleogene, predominant terigene, care alcătuiesc Subcarpații Meridionali de la vest de rîul Dîmbovița, au fost repartizate cuverturii post-tectonice a pînzei getice (Dacide meridionale mezo-neocretacice).

În această cuvertură sistemul Paleogen îmbracă două faciesuri : un facies marin sublitoral exclusiv detritic-terigen, molasic, delimitat de Rîul Doamnei la est și de rîul Otăsău la vest și care reprezintă ceea ce Popescu-Voitești a numit Numuliticul getic — „fliș" ; al doilea, un facies litoral, detritic-biogen, a fost în cea mai mare parte demantelat în timpul Oligocenului și mai ales al Neogenului. Faciesul marginal s-a păstrat doar pe versantul sudic al munților Iezer-Păpușa și Făgăraș sub forma unor mici dar interesanți martori de eroziune între care cel mai important este cel de la Albești-Muscel (fig. 1 și pl.).

Ipoteza lui Popescu-Voitești, formulată în anul 1909 (p. 225) și dezvoltată în 1910, după care „între Topolog și Vîlsan ambele facie-

[6] Ahr. I.G.G. București.

suri se găsesc tectonicește suprapuse" sau că „Din cauza deplasării ... calcarul numulitic este așa de îmbucătățit și dislocat încît constituie mai mult o serie de petece...", a rămas doar un element istoric al cercetărilor în regiune. Ideea își are de altfel izvorul la Popovici-Hațeg (1898). Popescu-Voitești însuși a revenit asupra ei (1917, discuții la o comunicare a lui H. Grozescu).

I. NUMULITICUL GETIC

Secțiunile cele mai complete ale Numuliticului getic se găsesc în sectorul occidental al unității (la vest de rîul Olt), a cărui stratigrafie a fost de curînd reexaminată, și în sectorul oriental (între văile Argeș și Doamna) mai de mult cercetat (vezi pl.).

Tabelul sinoptic anexat studiului p. 70 întrunește elementele considerate ca principale pentru explicarea și în sprijinul obiectivului acestui articol : unitățile formaționale la detaliul actual al cartografierii geologice, cu completarea nomenclaturii conform codului Hedberg, cu echivalențe între sectoarele extreme numite mai sus (de vest și de est) și cu reprezentanți caracteristici ai populațiilor micropaleontologice. În ceea ce privește vîrstele, respectîndu-se o situație frecventă în sedimentele molasice, acestea indică la interiorul Eocenului un anumit etaj cu remanieri din cel precedent ; în Oligocen și în Miocenul inferior termenii formaționali sînt călare pe cîte două etaje datorită fie persistenței microfaunelor, fie unei insuficiente diferențieri morfogenetice în timp dacă nu chiar, posibil, resedimentărilor.

A) Sectorul de vest între văile Cheia și Topolog

a) Substratul cretacic superior

Cea mai mare parte a substratului neocretacic al Paleogenului în sectorul de la vest de rîul Olt este reprezentat de marnele de Căciulata. La est de satul Șerbănești, Eocenul transgredează gresiile și conglomeratele de Turnu. Pe alocuri aflorează și faciesul de Gosau.

1. *Formațiunea de Căciulata* (Murgoci, 1908) comportă o suită de marne pe alocuri siltice, pe alocuri argiloase, de culoare cenușie-închisă sau cu nuanțe verzui, în alternanță pararitmică cu gresii calcaroase de granulație variabilă în strate de grosime centimetrică-decimetrică (pînă la 0,5 m), micafere și cu frecvente urme de pelecipode. Gresiile sînt uneori mai grosiere către baza stratelor cînd conțin orbitoizi remarcați de Redlich (1899).

Pe valea Păușa, în aval de mînăstirea Stînișoara, Senonianul este dezvoltat în facies predominant detritic, grosier și masiv, constituit din gresii cu pungi sau lentile de conglomerate friabile. Stratele sînt în mod frecvent separate numai prin diasteme sau interstrate subțiri de marnonisipuri. Se întîlnesc și rare intercalații de calcare detritice.

Pe valea Olănești la cătunul Pietriș, în apropierea sanatoriului Comanca, din stratele de marne siltice retezate de terasa inferioară am

recoltat specia *Diplomoceras (Gliptoxoceras) subcompressum* (Forbes)[7]. Pe valea Muiereasca, în aval de mînăstirea Frăsinei, nivelele grosiere ale gresiilor conțin o populație bispecifică de orbitoizi : specia comună *Orbitoides media* (d'Arch.) și mai rar *Orbitoides tissoti* Schlumb. Intercalațiile pelitice găzduiesc reprezentanți ai genului *Globotruncana* cu speciile *G. elevata* (Brotz.) și *G. arca* (Cushm.) în asociație cu *Eponides biconvexus* Marie, *Gaudryina foeda* (Reuss) și *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss). Asociația de nannoplancton conține *Arhanghelschiella cymbiformis* (Veksh.), *Micula staurophora* Gartn. și *Cretharhabdus crenulatus* Braml. & Mart.

Fauna aparține în ansamblu Campanianului superior și Maestrichtianului (cu excepția părții superioare, terminale), vîrstă deja indicată în lucrări anterioare (Gr. Popescu & D. Patrulius, 1968 ; C. Boldur et al., raport nepublicat).[8]

2. Între rîurile Olt și Topolog Senonianul superior (Campanian) îmbracă local *faciesul de Gosau* cu bioacumulări. Este vorba mai întîi de cîteva aflorimente care apar de sub acoperirea transgresivă a conglomeratelor de Călimănești, pe bordura nordică a bazinului Titești-Brezoi. De asemenea, la nord de satele Șerbănești, Pătești și Dîngești, pîraiele ce curg pe versantul sudic al muntelui Cozia festonează o fîșie de roci senoniene—calcare grezoase cu rudiști (Lupu, 1970), acteonele și alge—, aproximativ sincrone cu baza marnelor de Căciulata.

Se remarcă forme diverse de eroziune (marmite, mici canioane sau praguri) determinate, cel puțin în parte, de distribuirea neuniformă a materialului clasic în masa predominant carbonatică a formațiunii.

3. *Gresiile și conglomeratele de Turnu* (Dragoș, 1953) reprezintă o suită campanian-maestrichtiană monotonă, molasoidă, de gresii grosiere cu lentile conglomeratice, alternînd cu intercalații reduse de marne argiloase. Gresiile sînt în general moi și micafere, depuse în bancuri de grosimi variabile de la cîțiva zeci de centimetri la cîțiva zeci de metri.

b) Paleogenul și Miocenul inferior

Paleogenul getic comportă, în acest sector, patru formațiuni însumînd aproximativ 2 000 m grosime : conglomeratele de Călimănești (Iorgulescu, 1953), marnele de Olănești (B. Popescu, 1976), conglomeratele de Cheia (B. Popescu, 1976) și marnele de tip Pucioasa (Gr. Popescu, 1954). La acestea au fost incluse în articolul de față și două formațiuni numulifere aparținînd Miocenului inferior (Aquitanian și Burdigalian) : gresiile de Muiereasca (Dragoș, 1955) și stratele de Gura Văii cu gipsuri în acoperiș (Hristescu, 1944) considerate de Gr. Popescu (1954) „orizonturi" ale marnelor de tip Pucioasa. Ele adaugă 2 000 m de sedimente la suita paleogenă și au furnizat faune importante de foraminifere mari deși remaniate.

[7] Determinarea lui Ladislau Sasz (IGG).

[8] Arh. I.G.G. București.

Proximitatea ariilor de sursă a rocilor detritice a determinat, în ansamblu, o largă variabilitate litofacială și de grosime a formațiunilor, manifestată prin substituiri laterale și rapide de facies cu convergențe faciale și cu schimbări, uneori destul de bruște, ale curbelor granulometrice.

4. *Conglomeratele de Călimănești,* de grosime variind între 400 și 800 m, acoperă transgresiv marnele Cretacicului superior. Ele pun în evidență caractere de mase de roci prăbușite (masses ecroulées, rock-fall deposits) sau materiale de dejecție torențială acumulate piemontan, temporar imerse și consolidate : brecii (uneori megabrecii) și conglomerate cu stratificație și caractere marine vagi, determinînd pe alocuri un relief ruiniform cu forme de eroziune variate.

Formațiunea debutează cu un orizont de brecii de transgresiune cu elemente preluate direct din substratul bazinului, puțin sau deloc transportate, rulate și granoclasate, cu grosime de 50 m. Ele reprezintă inventarul rocilor unității cristalino-mezozoice getice subjacente : grohotișuri și bolovănișuri de roci cristaline, galeți de calcare jurasice și blocuri de gresii grosiere sau grezo-calcare senoniene cu orbitoizi.

La Brezoi, în sectorul apusean al bazinului Titești, conglomeratele de Călimănești conțin rudiști maestrichtieni (remaniați ?) (L u p u, 1971).

Către partea superioară a formațiunii, dimensiunile fragmentelor de roci scad iar gradul de rulare crește. Devin frecvente intercalațiile sau pungile nisipoase-marnoase cenușii cu zone limonitizate. Sînt frecvente exudațiile de săruri. Din aceste conglomerate și gresii grosiere provin apele mineralizate cloro-sodice și bromo-iodurate — ape primare, de zăcămînt (F e r u, 1978) —, binecunoscute și exploatate în stațiunile Olănești (izvoarele din Valea Tisei), Călimănești și Căciulata.

Conglomeratele de Călimănești au fost atribuite Cretacicului superior de către R e d l i c h (1899) și M r a z e c (1904 a, b)[9], sau Eocenului de către G r. Ș t e f ă n e s c u (1871—1885), S. Ș t e f ă n e s c u (1884, 1894), P r i m i c s (1884), U h l i g (1903), M u r g o c i (1905) și P o p e s c u - V o i t e ș t i. Ultimul preciza chiar (1909, p. 224, 358) : baza Eocenului mediu.

Formațiunea a furnizat puține foraminifere mari. În sectorul nordic al bazinului Titești, în împrejurimile satului Boișoara, pe valea Găujani, între un afloriment al Cretacicului superior în facies de Gosau în aval și marginea de nord-vest a satului Boișoara în amonte, conglomeratele masive conțin *Orbitoides media* (d'A r c h.) în zăcămînt secundar și *Discocyclina douvillei* (S c h l u m b.).

Pe valea rîului Topolog, amonte de satul Sălătrucul de Sus, a fost colectat de asemenea *Orbitoides* cf. *media* (d'A r c h.) cu testul corodat, cu granule de cuarț plombate pe suprafața cochiliilor prin tasare și dizolvare locală.

[9] Rămîn a fi clarificate în viitor existența și raportul dintre două brecii din regiune, una de origine tectonică, formată pe seama șariajului laramic, iar cealaltă de natură sedimentară, generată de transgresiunea Numuliticului inferior pe substratul cristalino-mezozoic (brecia de Brezoi ? — M r a z e c, 1904 a).

Secțiunea terminală a conglomeratelor de Călimănești este fosiliferă și pe valea Băjeni, la nord-est de Călimănești (est de rîul Olt) unde conține : *Nummulites distans* Desh.-A ; *Assilina* cf. *douvillei* Abr. & Fabre-A, *Ass. placentula* Desh.-A cu megasferă mică ; *Discocyclina* sp.

Conținutul în microforaminifere al pelitelor de la partea superioară aparține Eocenului inferior în baza unei populații în care predomină genul *Acarinina* cu speciile : *A. acarinata* (Subb.), *A. triplex* Subb., *A. convexa* (Subb.), *A. pentacamerata* Subb., *A. intermedia* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. bullbrooki* (Bolli) și *Morozovella aequa* (Cushman & Renz), *M. aragonensis* (Nutt.), *Subbotina frontosa* (Subb.), *S. inaequispira* (Subb.). Între remanierile din Paleocen menționăm pe *Subbotina* ex gr. *triloculinoides* (Plumm.) [10].

Între reprezentanții nannoplanctonului eocen inferior au fost identificați : *Chiasmolithus bidens* (Braml. & Sull.), *C. californicus* (Sull.), *Discoaster multiradiatus* Braml. & Ried., *Cruciplacolithus tenuis* (Stradn.) și *Tribrachiatus orthostylus* (Braml. & Ried.).

5. *Marnele de Olănești,* cu grosime 400—600 m, sînt în mod predominant marne moi micafere, colorate cenușiu-verzui, cu filme nisipoase și cu cruste maronii. Marnele sînt în alternanță pararitmică cu gresii mai mult sau mai puțin limonitizate, curbicorticale, micafere, colorate verzui-cenușiu murdar, cu mecano- și bioglife. Gresiile se sparg în calupuri iar pachetele de marne includ local galeți moi de tip soft-balls. Se observă frecvent și treceri gradate de la gresii la marne în ritmuri de tip fliș.

Suprafețele de aflorare ale formațiunii sînt deseori marcate în teren prin zone depresionare care corespund unor suprafețe cu vaste alunecări pe versanți.

Grosimea marnelor de Olănești scade de la est spre vest. La apus de valea Cheia ele dispar sub depășirea transgresivă a conglometatelor de Cheia (Gr. Popescu, 1954).

Conținutul în foraminifere mari al acestei formațiuni este bogat. Pe pîrîul Șuta, afluent al pîrîului Bouleciu din bazinul văii Muierească, la satul Muierească de Sus, puțin deasupra nivelului de trecere de la conglomeratele de Călimănești, a fost întîlnită asociația cu : *Nummulites globulus* Leym.-A, *N. pernotus* Schaub-A, *Num.* cf. *pustulosus* Douv.-A ; *Alveolina oblonga* d'Orb-A ; *Asterodiscus stellatus* (d'Arch.), *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *Dis.* cf. *fortisi* (d'Arch.), *D. scalaris* (Schlumb.) ; *Operculina* sp. frecventă.

Pe valea Muierească un strat de gresii grosiere, aflate la 15 m deasupra bazei formațiunii, conține speciile : *Nummulites nitidus* De la H.-A, *Num.* cf. *globulus* Leym.-A, *Num.* cf. *solitarius* De la H.-A ; *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *Dis.* cf. *chudeaui* (Schlumb.), *D. scalaris* (Schlumb.) și *D. sella* d'Arch.

[10] La data publicării acestui studiu a fost anunțată descoperirea Paleocenului *in situ* (Elena Bratu, N. Gheța, sub tipar).

În împrejurimile satului Dîngești foraminiferele mari au fost reperate din trei aflorimente de la partea inferioară a marnelor de Olănești : valea Greblei, Culmea lui Ivan și valea Tulburoasă.

În valea Greblei au fost determinate : *Nummulites partschi* De la H.A, *Num.* ex gr. *planulatus-exilis* A, *N. praelucasi* Douv.-A, *N. pernotus* Schaub-A, *N. globulus* Leym.-A, *N. burdigalensis* De la H.-A și B ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-B și A ; *Discocyclina augustae* Weij., *Dis.* cf. *scalaris* (Schlumb.) ; *Alveolina* sp. ; *Cuvillierina vallensis* (Ruiz de Gaona).

Pe culmea lui Ivan marnele de Olănești comportă : *Orbitoides* cf. *media* (d'Arch.) spart prin remaniere ; *Nummulites partschi* De la H. (raportul numeric între formele alternanței de generații B/A = 1/53), *N. globulus* Leym.-A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-A, *N. distans* Desh.-A, *N. pratti* d'Arch. & Haime-A ; *Assilina placentula* Desh.-A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre-A ; *Operculina* cf. *canalifera* d'Arch.-A ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) frecventă, *D. augustae* Weij., *D. sella* d'Arch., *D. archiaci* Schlumb. și Dis. cf. *varians* (Kaufm.).

Pe valea Tulburoasă foraminiferele sînt piritizate și în mod evident corodate prin transport. Specia dominantă este și aici *Nummulites partschi* De la H. (28 exemplare A). În asociație am determinat *Nummulites globulus* Leym.-A, *Num.* cf. *globulus* Leym.-B și A, *Num.* ex gr. *partschi* De la H.-B, *N. subdistans* De la H.-A ; *Operculina canalifera* d'Arch. ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-A, *Ass.* cf. *reicheli* Schaub-A ; *Asterodiscus stellaris* Brunn., *A. stella* Gümb. ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) div. var., *D. augustae* Weij., *D. varians* (Kaufm.), *Dis.* cf. *douvillei* (Schlumb.) și *Dis.* cf. *roberti* Douv..

Faune bine păstrate și unitare din punct de vedere biocronologic au fost colectate de pe valea Puturoasă, la Călimănești, în binecunoscutul punct fosilifer, cu numuliți „bartonieni", descoperit de Munteanu-Murgoci (1908), explorat recent și de Tătărîm (1968 c). Asociația conține : *Nummulites partschi* De la H.-B și A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-A, *Num.* ex gr. *planulatus* Lam.-A, *N. globulus* Leym.-A (ultimele două specii predomină), *N. burdigalensis* De la H.-A, *Num.* cf. *bolcensis* M. Chalm. ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.) și *Dis.* cf. *archiaci* Schlumb.

Orizontul mijlociu al marnelor de Olănești este fosilifer în bazinul Titești la sud de vîrful Boișoara. Specia predominantă este *Nummulites partschi* De la H. (20 exemplare A, 1 ex. B), bine conservat, în asociație cu *N. praelucasi* Douv.-A, *N. burdigalensis* De la H.-A, *N. globulus* Leym.-B și A, *N. pustulosus* Douv.-A, *N. distans* Desh.-A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-A, *Num.* cf. *exilis* Douv.-A ; *Discocyclina* cf. *douvillei* (Schlumb.).

Partea superioară a marnelor de Olănești, mai precis pachetul de strate de sub suprafața de ingresiune a Oligocenului, este fosiliferă în cîteva puncte din bazinul Titești.

De pe valea Brusturetului, la est de satul Titești, a fost colectată o asociație în care genurile *Nummulites* și *Assilina* sînt egal de frecvente :

Nummulites partschi De la H.-A foarte frecvent (raportul B/A = 1/50), *N. burdigalensis* De la H.-B și A, *Num.* cf. *rotularius* Desh.-B și A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-B și A, *N. globulus* Leym.-A, *N. irregularis* Desh.-A, *N. praelucasi* Douv.-A, *N. murchisoni* Brunn.-A, *N. distans* Desh.-A, *N. pratti* d'Arch.-A și *N. pustulosus* Douv.-A ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-B și A, *Ass. placentula* Desh.-B și A, *Alveolina* cf. *callosa* Hott.-A. Orbitoididele sînt numeroase, variate, bine păstrate și în număr mare reprezentate prin studii juvenile : *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) frecventă, *D. augustae* Weij, *D. chudeaui* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. sella* (d'Arch.), *D. discus* (Kaufm.) ; *Asterodiscus stella* Gümb., și *A. stellaris* Brunn.

În aflorimentele de la satul Podeni o asociație bogată și variată este dominată, ca aproape în toată depresiunea getică, de două specii cu pilieri : *Nummulites partschi* De la H. (28 exemplare A) și *N. burdigalensis* De la H. (16 exemplare A). Asociația mai conține *N. globulus* Leym.-B și A, *Num.* sp., ex gr. *planulatus-aquitanicus* A, *Num.* cf. *planulatus* Lam.-A (forme gracile), *Num.* sp., aff., *atacicus* Leym.-A, *N. distans* Desh.-A, *N. aquitanicus* Ben.-A, *Num.* cf. *praelucasi* Douv.-A și *Num.* ex gr. *aquitanicus-praelevigatus* A. Orbitoididele sînt de asemenea frecvente : *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. augustae* Weij. ; *Asterodiscus stella* Gümb. ; Alveolinele sînt prezente prin speciile *Alv.* cf. *rugosa* Hott. și *Alv.* cf. *di-stefanoi* Checc.-Risp.

La nord de satul Perișani, în punctul numit „Pripoare", au fost colectate speciile : *Nummulites partschi* De la H.-A, *N. burdigalensis* De la H.-, *N. planulatus* (Lam.),-A, *N. globulus* Leym.-A, *N. subdistans* De la H.-A, *N. distans* Desh.-A ; *Assilina placentula* Desh.-A ; *Discocyclina augustae* Weij. și *Dis.* cf. *scalaris* (Schlumb.).

Semnificația stratigrafică a ansamblului de foraminifere mari din marnele de Olănești este Eocen inferior. Pentru părțile medie și mai ales superioară ale formațiunii există elemente *(N. murchisoni, N. distans, N. pratti)* care ar putea, eventual, reprezenta și baza Eocenului mediu. Microforaminiferele și nannoplanctonul sînt ceva mai noi.

Vîrsta lutețiană a părții inferioare a marnelor de Olănești este dată de populația de microforaminifere cu *Subbotina frontosa* (Subb.), *Globigerinatheca subconglobata luterbacheri* Bolli, *Acarinina rotundimarginata* Subb., *Catapsidrax dissimilis* Cushm. & Berm., în afară de speciile remaniate din Paleocenul superior și din Eocenul inferior ca *Morozovella aequa* (Cushm. & Renz) și *M. aragonensis* (Nutt.).

Asociația de nannoplancton conține : *Rhabdosphaera gladius* Loc., *R. truncata* Braml. & Sull., *Dictiococcites bisectus* (Hay, Mohl. & Wade), *Reticulofenestra reticulata* (Gartn. & Smith) și *Chiasmolithus solitus* (Braml. & Sull.).

Secțiunea mediană a formațiunii nu este deocamdată concludentă sub raportul conținutului în foraminifere mici și nannoplancton. În

schimb treimea superioară, mai ales ultimele nivele, marchează deja Eocenul superior după prezența speciilor *Globigerina ampliapertura* Bolli, *G. officinalis* Subb., *G. praebulloides* Blow, *G. index tropicalis* (Blow & Bann.), *G. corpulenta* Subb., *Subbotina linaperta* (Finl.) și *Pseudohastigerina micra* (Cole). Reprezentanții nannoplanctonului sînt în amestec : *Isthmolithus recurvus* Defl., *Lanternitus minutus* Stradn., *Cyclococcolithus formosus* Kampt. și *Reticulofenestra umbilica* (Lev.) (NP 19 ... ? 21).

6. *Conglomeratele de Cheia,* de grosime variind între cîțiva metri și 500 m, reprezintă o recurență conglomeratică cu caracter local la vest de valea Oltului, cu liant mai redus deci mai friabilă, mai demolabilă. Formațiunea reprezintă și un reper între marnele de Olănești în culcuș și marnele de tip Pucioasa din coperiș în care, de altfel, trec lateral.

Conglomeratele de Cheia sînt și ele sursa cîtorva izvoare mineralizate pe versanții văii Cheia, la ieșirea în aval din satul cu același nume, și pe valea Jghiaburi aval de Mînăstirea Jghiaburi. Amintim că Murgoci (1908) a semnalat prezența chihlimbarului în această formațiune și că faptul ar putea reprezenta un punct în argumentarea pentru caracterul paleogeografic septentrional al Oligocenului din țara noastră.

Pe de o parte, la vest de valea Cheia conglomeratele de Cheia sînt transgresive depășind marnele de Olănești pînă la contactul cu conglomeratele inferioare de Călimănești ; pe de altă parte către est, înainte de a atinge valea Oltului, ele sînt substituite gradat, de la partea inferioară către partea superioară, de marne comparabile cu marnele de tip Pucioasa din acoperiș, pe alocuri cu structură fin terigenă, de tip papiraceu, disodilic.

La est de rîul Olt, pe valea Sălătrucului, în lipsa reperului dat de acest conglomerat, sîntem în prezența unui singur pachet de marne argiloase, denumite marne de Jiblea (Iorgulescu, 1953), încadrate în bază de conglomeratele de Călimănești și în acoperiș de gresiile de Muiereasca. După B. Popescu (inedit) ultimele au fost confundate aici (Dragoș, 1953) cu gresia de Corbi.

Conglomeratele de Cheia sînt bogate în foraminifere mari, însă acestea se găsesc, în mod cert, în zăcămînt secundar. Testurile prezintă clare urme de uzură prin transport și granule de cuarț nidate în testuri prin dizolvarea cochiliei, sub presiune, în procesul de tasare.

La marginea din aval a stațiunii balneare Olănești primele nivele ale conglomeratelor de Cheia conțin : *Nummulites partschi* De la H.-A, frecvent, *N. burdigalensis* De la H.-A, *Num.* cf. *globulus* Lemy.-B ; *Assilina* cf. *spira* (Roissy)-B ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.).

La intrarea din amonte a satului Olănești fauna de foraminifere mari, puternic corodată prin transport, conține : *Nummulites aquitanicus* Ben.-B, *N. partschi* De la H.-A frecvent, *N. globulus* Leym.-B și A, *N. burdigalensis* De la H.-B și A, *N. rotularius* Desh.-A, *N. praecursor* De la H.-B, *Num.* cf. *distans* Desh.-A, *N. subdistans* De la H.-A, *N. gallensis* (Heim)-B, *N. uranensis* De la H.-B, *N. puschi* d'Arch.-B

frecvent, *Num.* ex gr. *perforatus* (Montf.)-B, *N. striatus* (Brug.)-A ; *Assilina exponens* Sow.-B și A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre-A.

În bazinul Titești baza seriei oligocene pare a fi mai puțin grosieră decît în sectorul occidental al depresiunii getice. Într-un afloriment situat un kilometru la est de satul Titești nisipuri presupuse oligocene conțin : *Nummulites burdigalensis* De la H.-A, *N. gallensis* (Heim)-A, *N. uranensis* De la H.-A ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-A ; *Discocyclina varians* (Kaufm.).

Dintr-o lentilă marnoasă a conglomeratelor de Cheia din satul Cheia o asociație numulitică bine conservată conține reprezentanți ai Eocenului inferior : *Num.* ex gr. *globulus-pernotus* A, *N. distans* Desh.-A, *Num.* cf. *globulus* Leym.-B, *Num.* cf. *burdigalensis* De la H.-A, *N. praecursor* De la H.-A.

Pe valea Negrusului, afluent al rîului Cheia, treimea superioară a formațiunii a livrat o faună în stare rea de conservare cu : *Nummulites burdigalensis* De la H.-A, *N. aquitanicus* Ben.-A, *Num.* sp., aff. *globulus* Leym.-A, *N. partschi* De la H.-A, *N. gallensis* (Heim)-A, *N. uranensis* De la H.-A, *Num.* ex gr. *distans* Desh.-A ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-A ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) div. var., *D. varians* Kaufm.

La marginea din aval a satului Cheia nivelele superioare ale conglomeratelor de Cheia, de sub limita cu stratele de tip Pucioasa, au furnizat cîteva acumulări bogate și heterogene cu : *Nummulites partschi* De la H.-B și A, *N. globulus* Leym.-B, *N. pernotus* Schaub-A, *N. rotularius* Desh.-A, *N. exilis* Douv.-A, *N. leupoldi* Schaub-A, *Num.* cf. *planulatus* (Lam.)-A, *N. laevigatus* (Brug.)-B și A, *N. subdistans* De la H.-A, *N. distans* Desh.-B și A frecvent, *N. uranensis* De la H.-A, *Num.* cf. *gallensis* (Heim)-B, *Num.* ex gr. *distans* Desh.-A, *N. pratti* d'Arch & Haime-A, *N. millecaput* Boubée-A, *N. perforatus* (Montf.)-B și A, *Num.* sp., aff. *aturicus* Joly & Leym.-A, *N. striatus* (Brug.)-A, *Num.* cf. *munieri* Fich.-A, *N. puschi* d'Arch.-B, *Num.* cf. *puschi* d'Arch.-B, *N. brongniarti* d'Arch. & Haime-B juvenil ; *Heterostegina* sp. ; *Assilina placentula* Desh.-B și A, *Ass. exponens* (Sow.)-A ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) frecventă, *D. roberti* Douv., *D. archiaci* (Schlumb.), *Dis.* cf. *nummulitica* (Gümb.), *Dis.* cf. *sella* (d'Arch.), *D. chudeaui* (Schlumb.) ; *Asterodiscus stella* Gümbel, *A. stellaris* Brunn. și *A. stellatus* (d'Arch.) ultimele trei specii frecvente și cu varietăți.

Faunele remaniate de macroforaminifere conținute de conglomeratele de Cheia sînt dominate de reprezentanți ai Eocenului inferior. În subsidiar se întîlnesc specii caracteristice Eocenului mediu între care : *N. laevigatus* și *N. gallensis* pentru Lutețian, *N. perforatus* și *N. millecaput* pentru Biarritzian. Nu am întîlnit pînă în prezent forme din Eocenul superior.

În foaia Pitești a hărții geologice a României sc. 1 : 200 000 (Bombiță, 1968) numuliții din formațiunea de Cheia au fost considerați cu poziție *in situ*. În consecință aceste conglomerate încheiau succesiunea depozitelor eocene din regiune (Cuisian-Lutețian inferior) ca

de altfel înainte și în vederile lui Hristescu (1944) și Gr. Popescu (1954).

Recent formațiunea a fost redatată în două lucrări : Tătărîm (1975) a repartizat Priabonianului inferior „conglomeratele superioare" din regiunea văilor Olănești, Cheia, Dobriceni și Otăsău în baza unei asociații heterogene de numuliți cu *N. fabianii, N. perforatus, N. distans, N. partschi, N. globulus etc.;* Bratu și Gheța (in B. Popescu et al. 1976) le-au atribuit „Lattorfian"-Rupelianului (cu remanieri) după asociația de microforaminifere cu *Globigerina tapuriensis* Blow & Banner, *G. praebulloides* Blow, *G. ampliapertura* Bolli, *G. pseudovenezuelana* Blow & Banner și *G. officinalis* Subb. Nannoplanctonul se asociază cu reprezentanți ai zonelor NP 22—23 : *Reticulofenestra umbilica* (Lev.), *R. dictyoda* (Defl.), *Helicosphaera reticulata* (Braml. & Wilc.), *H. compacta* (Braml. & Wilc.), *Sphenolithus pseudoradians* Braml. & Wilc., *Reticulofenestra retissimilis* Müll., *R. insignita* Roth & Hay, *Cyclicargolithus floridanus* (Roth & Hay) și *Dictyococcites abisectus* (Müll.).

Conglomeratele de Cheia au devenit astfel, dintr-un termen al Eocenului, primul termen (Rupelian) al Oligocenului din Depresiunea getică.

7. *Stratele de (tip) Pucioasa* se dispun în continuitate de sedimentare peste conglomeratele de Cheia și au grosime variind între 450 și 750 m. Ele sînt reprezentate de argile cenușii în nuanțe predominant deschise, cu filme de nisipuri micafere fine și marnoase între strate și cu intercalații de gresii calcaroase, gresii litice, rare intercalații subțiri de gresii cuarțitice bine sortate, microconglomerate și nisipuri. Caracteristice pentru acest orizont sînt marnocalcarele sideritice lenticulare, galbene-ocru, dure, binecunoscute din stratele de Pucioasa din Carpații Orientali. Se mai întîlnesc intercalații centimetrice de cărbuni. Pachete de argile negricioase siltice, bituminoase, în faciesul argilelor disodilice, sînt cantonate aici mai ales în jumătatea inferioară a formațiunii. Pelitele sînt zonar pudrate prin exudație cu săruri albe, pulverulente (sulfați). Intercalațiile detritice conțin foraminifere mari.

În secțiunea deschisă de valea Cheia, la contactul conglomeratelor de Cheia cu marnele de tip Pucioasa, se observă bine, pe 10—20 m grosime, trecerea gradată între cele două formațiuni : conglomerate și brecii în alternanță cu marnoargile cenușii-albicioase. vag verzui sau cenușiu-închis negricioase, concoide. Ultimele pot fi conținute și ca anclave în primele. Se mai întîlnesc fragmente de cochilii albe de moluște. Acest orizont detritic bazal conține și o intercalație de 15—20 m de marnocalcare cenușii-alburii.

Deasupra orizontului bazal mai sus descris, alternanțele de marnoargile cu pietrișuri se răresc și se trece la o suită marnoasă mai uniformă, pe alocuri de tip bituminos-disodilic, cu lentile și pene de gresii mai mult sau mai puțin grosiere.

Pe valea Cheia în marne de culoare cenușiu-închisă, budinate, micafere, cu structură compactă, cu galeți bine rotunjiți de roci cristalofiliene și cu intercalații de microconglomerate marnoase, imediat deasu-

pra contactului cu conglomeratele de Cheia, există o acumulare deosebit de bogată în testuri de foraminifere mari piritizate și cu urme avansate de uzură prin transport (mai ales formele B). Asociațiile conțin : *Nummulites partschi* De la H.-A, *N. globulus* Leym.-B și A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-A, *N. planulatus* (Lam.)-A, *N. burdigalensis* De la H.-A, *Num.* cf. *rotularius* Desh.-A, *Num.* ex gr. *planulatus* (Lam.)-A, *Num.* sp., aff. *variolarius* (Lam.)-A împreună cu numeroase cochilii de *N. fabianii* (Prever) cu raportul formelor B/A = 1/70 ; *Assilina exponens* (Sow.)-B. Între orbitoidide : *Orbitoides media* (d'Arch.), *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. scalaris* (Schlumb.) div. var., *D. nummulitica* (Gümb.), *Dis.* cf. *pratti* (Mich.), *Asterodiscus stella* (Gümb.), *A. stellaris* (Brunn.), și *A. stellatus* (d'Arch.). Se mai întîlnesc cochilii uzate de *Sphaerogypsina* și *Operculina*.

Pe valea Olănești, la aproximativ 25 m deasupra conglomeratelor de Cheia, marnele de Pucioasa au furnizat o asociație cu *Nummulites planulatus* (Lam.)-A, *N. globulus* Leym.-A, *Num.* ex gr. *globulus* Leym.-A, *N. praelucasi* Douv.-A, *Num.* ex gr. *distans-pratti* A, *Num.* ex gr. *distans-millecaput* A, *N. burdigalensis* De la H.-A ; *Discocyclina scalaris* (Schlumb.), *Dis.* cf. *roberti* Douv., *Dis.* cf. *chudeaui* (Schlumb.) și *D. nummulitica* (Gümb.).

La puntea din mijlocul satului Olănești o lentilă de gresie grosieră și moale de tip Fusaru, intercalată în masa uniformă a marnelor de tip Pucioasa la aproximativ 250 m deasupra bazei formațiunii, conține reprezentanți ai Cuisianului : *Nummulites partschi* De la H.-A, *Num.* ex gr. *distans-millecaput* A ; *Assilina placentula* Desh.-A ; *Discocyclina* cf. *roberti* Douv. și Dis. cf. *douvillei* (Schlumb.).

Într-un pachet marnos aparținînd probabil Oligocenului în facies Pucioasa a fost colectată, la est de satul Titești, o asociație bogată dar heteroclită. Speciile care predomină reprezintă Biarritzianul — aproximativ 100 exemplare de *Nummulites* ex gr. *perforatus* (Montf.)-A cu subspecii, varietăți *(biedai, crassus* etc.) și cu raportul formelor B/A = 1/100. Din asociație fac parte *N. millecaput* Boub.-A, *N.* cf. *brongniarti* d'Arch. & Haime-A, *N. striatus* (Brug.)-A și *Num.* cf. *beaumonti* d'Arch. & Haime-A. Mai sînt prezenți *Num.* ex gr. *burdigalensis* De la H., aff. *friulanus* Schaub-A, *N. praelucasi* Douv.-A, *N. uranensis* De la H.-A ; *Assilina placentula* Desh.-A ; *Discocyclina sella* (Schlumb.), *Dis.* cf. *daguini* Neum., *Dis.* cf. *nummulitica* (Gümb.), *D. scalaris* (Schlumb.) și *Asterodiscus stellaris* Brunn.

Intercalația de marne cu blocuri de la partea superioară a formațiunii (limita marne de Pucioasa / gresii de Muierească), din care Hristescu (1944) a recoltat pe valea Muierească fauna din Oligocenul superior (Egerian după Motaș și Moisescu, 1975), conține și rare foraminifere mari remaniate : *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) și *Dis.* cf. *marthae* Schlumb.

Faunele de foraminifere mari remaniate conținute de stratele de tip Pucioasa sînt dominate, ca și cele din conglomeratele de Cheia, de

reprezentanții Eocenului inferior. Acestora li se asociază rare forme din Cretacicul superior și din Lutețian, iar în acumulări importante, deși izolate, speciile-pilot *N. perforatus* (Biarritzian) și *N. fabianii* (Priabonian).

Conținutul de microforaminifere și de nannoplancton plasează cea mai mare parte a formațiunii de tip Pucioasa către limita Paleogen-Neogen, în Chattian-Aquitanian. Microforaminifere : *Globigerina officinalis* Subb., *G. ampliapertura* Bolli, *G. pseudoampliapertura* Blow & Bann., *G. angustiumbilicata* Bolli, *G. anguliofficinalis* Blow, *G. tripartita* Koch, *G. tapuriensis* Blow & Bann., *G. praebulloides leroyi* Blow & Bann., *G. praebulloides praebulloides* Blow, *G. ouachitaensis ciperoensis* Bolli, *Globorotalia optima nana* Bolli. Nannoplanctonul : *Reticulofenestra lockeri* Müll., *R. laevis* Roth & Hay, *R. insignita* Roth & Hay, *R. retissimilis* Müll., *Helicosphaera recta* (Haq), *H. euphratis* (Haq), *Dictyococcites abisectus* (Müll.), *Cyclicargolithus floridanus* Roth & Hay și *Sphenolithus ciperoensis* Braml. & Wilc. (zona NP 24).

8. *Gresiile de Muiereasca* („orizontul 2" al stratelor de tip Pucioasa după Gr. Popescu, 1954) își au numele de la valea în al cărui bazin inferior au dezvoltare maximă, cu grosime de aproximativ 1300 m. Formațiunea comportă roci detritice, predominant grosiere și slab consolidate. Ea evoluează de la conglomerate polimictice cu matrice nisipoasă la gresii și nisipuri fine cu lentile de argile. Sub raport stratonomic caracterul molasic este tipic. Către est formațiunea schimbă faciesul trecînd la marne cu intercalații nisipoase.

Deținem puține macroforaminifere detașate din gresiile de Muiereasca. Pe dealul Călimăneștilor și în talvegul și pe lunca inundabilă a cursului inferior al văii Muiereasca, în amonte și în aval de satul Muiereștile de Jos, se întîlnesc frecvent, ca blocuri rulate, lumașele de numuliți și asiline bine cimentate. Par a predomina speciile Biarritzianului. De la Muiereștile de Jos a fost colectat un test megasferic și cîteva fragmente microsferice de *Assilina exponens* (Sow.) împreună cu *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) și *D. marthae* Schlumb.

Vîrsta gresiilor de Muiereasca este aquitanian-burdigaliană după asociația de microforaminifere. Între acestea formele bentonice de talie mare cu *Cribrononion dollfusi cestanensis* Car. & Jul. sînt deosebit de frecvente și, în același timp, utile corelării cu stratele de Coruș din depresiunea Transilvaniei (Iva, 1971).

De la partea superioară a formațiunii au fost recoltate foraminifere predominant planctonice : *Globigerina ciperoensis ciperoensis* Bolli, *G. ciperoensis ottnagensis* Rögl și *Globorotalia obesa* Bolli ; între bentonice : *Cribrononion dollfusi cestanensis* Car. & Jul.

Asociația de nannoplancton aparține zonei NN 2 a Burdigalianului inferior cu *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *C. eopelagicus* Braml. & Ried., *Helicosphaera carteri* (Kamptn.), *H. intermedia* Mart., *Dictyococcites abisectus* (Müll.) și *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartn.).

9. *Stratele de Gura Văii* sînt reprezentate de o succesiune uniformă de marne de aproximativ 750 m grosime, cu textură fină și cu

intercalații relativ subțiri de nisipuri cuarțoase bine sortate, cu granulometrie în general medie, local mai grosieră, și consolidate numai zonar prin litostază. În baza formațiunii sînt caracteristice concrețiunile limonitice și intercalațiile de tufuri dacitice de culori deschise. Tufurile sînt limitate pe direcție la 1—1,5 km în versantul drept al rîului Olt.

Întrucît faciesul general este lagunar-euxinic (disodile, pe alocuri intercalații de gipsuri și tufuri alterate), Gr. Popescu (1954) a echivalat această formațiune („orizontul 3" al stratelor de tip Pucioasa) cu stratele de Cornu din subcarpații Munteniei de est.

Către partea superioară gresiile conglomeratice și nisipurile grosiere sînt numulitice. Din aceste nivele a fost colectată, la nord de localitatea Olteni, într-un punct situat imediat sub conglomeratele superjacente de Mățău (-Brebu), o faună de numuliți din Biarritzian cu : *Nummulites perforatus* (Montf.)-A, *N. uranensis* De la H.-A, *Num.* ex gr. *variolarius* (Lam.)-A și *Num.* cf. *striatus* (Brug.)-A.

Formațiunile de Muierească și de Gura Văii ale Miocenului inferior au remaniat puține faune de foraminifere mari. Faptul traduce, probabil, o stabilizare a caracterului ingresiv al mării la limita dintre Oligocen și Miocen, cu reducerea activității erozive în zona litorală și cu restrîngerea ariilor eocene denudabile.

Foraminiferele planctonice și nannoplanctonul asociate sînt caracteristice etajului Burdigalian : *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, *G. bulloides* d'Orb., *G. angustumbilicata* Bolli, *G. bollii* Cita & Prem.-Silva, *Globigerinoides trilobus* (Reuss) ; *Heliocosphaera ampliaperta* (Braml. & Wilc.), *H. carteri* (Kamptn.), *Sphenolithus belemnos* Braml. & Wilc. și *Triquetrorhabdulus carinatus* Mart. (zona NN 3).

10. În sectorul Depresiunii getice de la vest de rîul Olt sînt numulifere și *conglomeratele de Mățău* (Popescu-Voiteşti, 1909). Acestea sînt conglomerate polimictice în care galeții de cristalin și din Jurasic domină net în unele zone. Matricea este grezoasă, adesea slab consolidată. Conglomeratele sînt colorate cenușiu, uneori cu nuanțe roșcate, cu stratificație vagă, cu grad avansat de rulare a elementelor și, în ansamblu, cu o largă variabilitate litologică în plan și pe grosime.

Frecvente structuri proluviale în cuprinsul formațiunii sugerează depunerea ei la limita domeniilor continental și marin, probabil în mari delte.

Pe interfluviul Topolog-Sălătrucel, pe Pîrîul Rău, în împrejurimile satului Robaia, din nisipurile slab cimentate care succed conglomeratelor bazale-transgresive de Mățău, au fost recoltați : *Nummulites partschi* De la H.-A frecvent, *Num.* cf. *burdigalensis* De la H.-A, *Num.* cf. *exilis* Douv.-A, *Num.* cf. *nitidus* De la H.-A, *N. pernotus* Schaub-A, *N. subdistans* De la H.-A ; *Discocyclina douvillei* Schlumb., *D. roberti* Douv., *D. scalaris* Schlumb. și *Dis.* sp., aff. *roberti* Douv., ultima fiind cea mai frecventă.

În localitatea Bujoreni, din nisipurile care acoperă conglomeratele de Mățău a fost colectată o faună de foraminifere mari dominată de specia *Nummulites fabianii* (Prever) (25 exemplare A, 1/3 din asocia-

ţie), *N. striatus* (Brug.)-A, *N. chavannesi* De la H.-A, *Num.* ex gr. *variolarius* (Lam.)-A, *Num.* ex gr. *anomalus-budensis A ; Discocyclina scalaris* (Schlumb.), *Discocyclina* sp. şi *Orbitoides media* (d'Arch.) juvenil.

Pe valea Topologului, la marginea din aval a satului Văleni, ravinurile ruiniforme ale versantului vestic conţin : *Nummulites fabianii* (Prever)-A, *N. uranensis* De la H.-B şi A, *Num.* ex gr. *perforatus* (Montf.)-A, *Num.* cf. *gallensis* (Heim)-B juvenil şi *Assilina* cf. *exponens* (Sow.)-A.

În regiune conglomeratele de Mătău au caracter transgresiv. Creşterea cantităţii de macroforaminifere eocene remaniate s-ar explica prin avansarea liniei litorale către nord, pe suprafeţe noi de erodare a calcarelor numulitice.

11. Adăugăm aici că aflorimentul cu *conglomerate poligene din anticlinalul de la Săcele* (Gorj) (anticlinalul Măgireşti-Bircei-Săcele) ar putea reprezenta conglomerate miocene de Mătău dacă nu chiar conglomerate eocene de Călimăneşti. În orice caz ele conţin orbitoidide din (Campanian-) Maestrichtian — *Orbitoides media* (d'Arch.), şi din Eocen — *Discocyclina* cf. *chudeaui* (Schlumb.), ambele sau numai primele fiind în zăcămînt secundar.

H. Grozescu (1922) a văzut în aflorimentul de la Săcele un anticlinal diapir de roci ale Burdigalianului cu numuliţi remaniaţi. Sabba Ştefănescu (1894, 1897) le atribuia „Tortonianului" iar Munteanu-Murgoci (1908) şi Gr. Ştefănescu (1885) Paleogenului în general.

B) Sectorul de est între valea Argeşului şi Valea Doamnei

La est de rîul Olt studii noi de geologie regională şi de inventariere a asociaţiilor de foraminifere şi de nannoplancton sînt în curs. Consemnăm cîteva date de lito- şi de biostratigrafie care permit, într-o formă preliminară, echivalenţe şi corelări între acest sector şi cel precedent tratat, de la vest de Olt (vezi planşa şi tabelul sinoptic pg. 70).

În zona anticlinală Vîlsan-Doamna, din extremitatea estică a depresiunii getice, suita sedimentară paleogen-miocen inferioară totalizează o grosime ce abia depăşeşte jumătate din grosimea succesiunii echivalente de la vest de Olt. Faptul se datoreşte mai ales înlocuirii laterale, către est, a gresiilor de Muiereasca şi a stratelor de Gura Văii, care însumează 2000 m grosime, cu stratele de Podu Morii-Vineţişu şi cu disodilele superioare (Aquitanian-Burdigalian) a căror grosime este în jur de numai 400 m.

Alte diferenţe de grosimi ale formaţiunilor din cele două sectoare sînt aproximativ compensatorii, de exemplu : grosimea marnelor de Olăneşti din sectorul estic este sensibil superioară faţă de a formaţiunilor echivalente din sectorul vestic ; în timp ce grosimea stratelor oligo-miocene de Pucioasa de la vest de Olt (cu conglomeratele de Cheia în bază) întrece pe a corespondentelor de la est.

Din punct de vedere stratigrafic se pot face asupra acestui sector observaţiile de mai jos.

Cretacicul superior

1. Între suita eocenă și cristalinul getic se interpune pe alocuri numai *Cretacicul superior în facies de Gosau (Campanian),* anume calcare grezoase cu gasteropode mari în secțiune și cu fragmente de mulaje de moluște. Sînt caracteristice reliefurile de tip karren. Formațiunea aflorează mai bine în zona cursului mijlociu al văii Limpedea, la nord-est de satul Căpățîneni : „gresia din valea Limpedea, ce cu siguranță este senoniană" (P o p e s c u-V o i t e ș t i, 1909 p. 217).

Paleogenul

Întreaga suită a depozitelor paleogene reprezintă acumularea materialului detritic rezultat din erodarea zonei cristalino-mezozoice. În timpul Eocenului au fost preluate mai ales elemente ale cristalinului, Jurasicului superior și Cretacicului superior ; începînd din Oligocen și continuînd în deosebi în timpul Miocenului au fost resedimentate intens și roci eocene.

2. *Conglomeratele de (tip) Călimănești,* formațiune de grosime variind între 200 și 500 m, aflorează în escarpamente impresionante pe valea Vîlsanului, în amonte de satul Brădetu, de unde ele prelungesc, spre sud, defileul format în amonte de formațiuni cristalofiliene. Breciile și conglomeratele prezintă în ansamblu caractere de acumulări gravitaționale, nestratificate, de piemont. Brecia bazală, la origine grohotișuri cristalofiliene și mezozoice, trădează transport redus cu matrice, alterație și diageneză reduse. Spre partea mijlocie a formațiunii încep să domine gresiile : gresii moi, colorate în nuanțe cenușii-verzui, micafere, cu zone concreționare și cu noduli limonitici, pe alocuri cu substanță organică carbonizată acumulată în cuiburi. Cimentul este redus (inițial sau prin dizolvare secundară), arenitele menținîndu-se în strat mai ales prin litostază.

Pe valea Secăturii (Mierlei), afluent stîng al rîului Vîlsan în amonte de satul Brădetu, ultimele strate ale conglomeratelor de Călimănești, strate de trecere către marnele de Olănești superjacente, conțin frecvente macroforaminifere cuisiene în stare foarte bună de conservare : *Nummulites partschi* D e l a H.-A, *N. burdigalensis* D e l a H.-A, *N. globulus* L e y m.-B și A, *N. exilis* D o u v.-B și A, *Num.* cf. *praelucasi* D o u v.-B, *N. pernotus* S c h a u b-A ; *Assilina placentula* D e s h.-B și A, *Ass. douvillei* A b r. & F a b r e-B și A ; o mică asociație de *Discocyclina* cf. *douvillei* (S c h l u m b.).

3. În baza formațiunii marnelor de Olănești M. Ș t e f ă n e s c u (1965, raport nepublicat) a separat un pachet de 20—100 m marne vișinii, siltice și micafere, care aflorează continuu pe o linie la nord de satele Tulburea, Berindești, Căpățîneni și Arefu. Acestea sînt *marnele de (valea) Limpedea* din bazinul superior al rîului Argeș, remarcate la est de acest rîu și de P o p e s c u-V o i t e ș t i (1909, p. 220).

4. *Marnele de Olănești* sînt bine dezvoltate pe afluenții văii Vîlsan în zona satului Brădetu. Formațiunea reprezintă o succesiune cu marne

siltice verzui-vișinii, local cu irizații albăstrui și cu cruste maronii, în alternanță pararitmică cu strate de gresii foarte micafere, în plăci, cu bio- și mecanoglife și cu nivele rare și subțiri de microconglomerate.

Trecerea între conglomeratele de Călimănești și marnele de Olănești este gradată. Pe valea rîului Vîlsan, la nord de satul Brădetu, această trecere poate fi examinată la ieșirea din defileu. Aici bancurile de coglomerate de Călimănești, de grosime 1—1,5 m, alternează cu strate de grosime aproximativ egală de gresii calcaroase moi, cenușii-albăstrui, sau sînt separate de interstrate centimetrice cu lame de arenite slab cimentate, cu matrice de marnă de tip Olănești în care se întîlnesc în mod frecvent numuliți.

Grosimea formațiunii este importantă : aproximativ 900 m. Alternanța și, pe alocuri, granoclasarea și laminarea ritmurilor a determinat pe Popescu-Voiteşti (1909) și pe Murgeanu (1941 a) să le asimileze faciesului de fliș [11].

Ultima sută de metri a formațiunii reprezintă și aici, ca și în sectorul de la vest de rîul Olt, marnocalcare micritice colorate în nuanțe deschise, cu numeroase globigerine, în faciesul carpatic binecunoscut al Eocenului superior (marnele cu globigerine).

Orizontul bazal al marnelor de Olănești conține în centrul satului Brădetu, pe pîrîul Iuliei, o asociație de macroforaminifere dominată net de specia cuisiană *Nummulites partschi* De la H. (în totalul de aproximativ 70 testuri colectate raportul B/A = 1/48) în asociație cu : *N. burdigalensis* De la H.-B și A, *Num.* ex gr. *globulus-pernotus* B, *N. exilis* Douv.-B și A, *N. globulus* Leym.-A, *N. rotularius* Desh.-A, *N. subdistans* De la H.-A, *N. irregularis* Desh.-B, *N. distans* Desh.-A, *Operculina praespira* (Douv.)-A ; *Assilina douvillei* Abr. & Fabre-A ; *Discocyclina sella* (d'Arch.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. roberti* Douv. și *D. scalaris* (Schlumb.).

Orizontul mijlociu al marnelor de Olănești aflorează bine, deși cu alunecări, pe valea Dura, la satul Căpățîneni, în punctul fosilifer cunoscut de la Sabba Ştefănescu (1867, p. 73—74), explorat de toți geologii care au lucrat în regiune (Popescu-Voiteşti ; Murgeanu ; Dragoș ; Tătărîm, 1964 a). Starea de conservare a materialului paleontologic este foarte bună, iar orbitoididele sînt deosebit de frecvente : *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. augustae* Weij., *D. discus* (Kaufm.), *Dis.* cf. *nummulitica* (Gümb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. scalaris* (Schlumb.) frecventă și cu diverse varietăți, *D. douvillei* (Schlumb.), *D. chudeaui* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. roberti* Douv. și *Asterodiscus stellaris* Brunn. Numuliții : *N. partschi* De la H.-B și A frecvent (raportul B/A = 1/27), *Num.* cf. *burdigalensis* De la H.-A, *N. burdigalensis* De la H.-B și A, *Num.* ex gr. *pernotus-burdigalensis* A, *N. planulatus* (Lam.)-B și A, *N. praelucasi* Douv.-A, *Num.* ex gr. *distans-pratti* A, *N. distans*

[11] După părerea sedimentologului Dan Jipa (comunic. personală, aprilie 1979) Numuliticul getic prezintă realmente caractere litostratonomice de fliș — un fliș proximal.

Desh.-A frecvent, cu div. var., *N. globulus* Leym.-B și A, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-A, *Num.* cf. *leupoldi* Schaub-B și A, *Num.* cf. *pratti* d'Arch. & Haime-A și *N. pustulosus* Douv.-A ; Assilinele sînt rare : *Ass. placentula* Desh.-B și A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre-B și A. Sînt prezentate încă *Alveolina* sp. și *Operculina canalifera* d'Arch.

La confluența pîrîului Arefu cu rîul Argeș, în satul Căpățîneni, a fost colectată, de asemenea din orizontul mijlociu al formațiunii, asociația cu : *Nummulites partschi* De la H.-B frecvent cu div. var., *N. burdigalensis* De la H.-B, N. *praecursor* De la H.-B, *Num.* cf. *planulatus* (Lam.)-B, *N. distans* Desh.-A, *Num.* cf. *pratti* d'Arch. & Haime-A ; *Assilina placentula* Desh.-B și A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre-B și A ; *Discocyclina discus* (Kaufm.) și *Dis.* cf. *pratti* (Mich.).

În satul Arefu, pe pîrîul Poieniței, Popescu-Voitești a colectat o populație de alveoline reprezentînd specia *Alveolina oblonga* d'Orb.

O intercalație de marno-argile negricioase din orizontul mijlociu al marnelor de Olănești conține, la satul Arefu, asociația cu : *Nummulites planulatus* (Lam.)-B și A, *Num.* ex gr. *planulatus* (Lam.)-B și A, *Num.* cf. *partschi* De la H.-A, *N. globulus* Leym. B și A, *Num.* cf. *globulus* Leym.-A, *N. burdigalensis* De la H.-A, *N. exilis* Douv.-B și A, *N. pratti* d'Arch. & Haime-A, *N. praelucasi* Douv.-A, *Num.* cf. *subdistans* De la H.-A ; *Assilina placentula* Desh.-A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre A ; *Discocyclina sella* (d'Arch.), *D. augustae* Weij., *D. nummulitica* (Gümb.), *D. archiaci* (Schlumb.), *Dis.* cf. *douvillei* (Schlumb.) ; *Alveolina* sp. cu test fusiform.

Orizontul mijlociu al marnelor de Olănești este fosilifer și pe valea Berindești, amonte de satul Tulburea, între rîurile Argeș și Vîlsan. Aici orbitoididele au aceeași frecvență ca și numulitidele. Între primele : *Discocyclina roberti* Douv. (40 exemplare), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. augustae* Weij., *D. discus* (Kaufm.) și *Dis.* cf. *archiaci* (Schlumb.). Între numuliți : *N. partschi* De la H.-B și A, *N. globulus* Leym.-B și A, *N. distans* Desh.-A, *Num.* sp., ex gr. *nitidus* De la H.-A, *Num.* cf. *praecursor* De la H.-A, *Num.* ex gr. *pernotus-burdigalensis* A, *N. planulatus* (Lam.)-A, *N. burdigalensis* De la H.-A și *N. exilis* Douv.-A ; apoi *Assilina placentula* Desh.-A, *Ass. douvillei* Abr. & Fabre-A, *Ass.* cf. *laxispira* De la H.-A și *Ass.* cf. *pustulosa* Donc.-A.

Ultimele nivele ale marnelor de Olănești conțin la satul Corbi, pe valea Doamnei : *Nummulites burdigalensis* De la H.-A, *Num.* cf. *burdigalensis* De la H.-A, *N. partschi* De la H.-A cel mai frecvent, *N. globulus* Leym.-B, *N. distans* Desh.-A abundent, *N. pratti* d'Arch. & Haime-A, *N. millecaput* Boubée-A, *N. subdistans* De la H.-A ; *Discocyclina chudeaui* (Schlumb.), *D. sella* (d'Arch.), *D. roberti* Douv., *Dis.* cf. *scalaris* (Schlumb.) ; *Assilina* cf. *douvillei* Abr. & Fabre-A.

Marnele de Olănești dintre rîurile Argeș și Rîul Doamnei sînt, ca și echivalentele lor din sectorul rîului Olt, bogate în faune de foraminifere mari. Cele mai multe reprezintă Eocenul inferior. Eocenul mediu este slab reprezentat în secțiunile mijlocie și superioară ale formațiunii.

5. În sectorul Argeș-Valea Doamnei marnele de Olănești sînt acoperite de *gresia de Corbi* care substitue lateral, spre est, conglomeratele de Cheia. Formațiunea este de grosimi variind între 100 și 250 m și aflorează foarte bine pe versantul stîng al rîului Doamnei, în satul Corbi.

Gresia de Corbi a fost numită de Sabba Ștefănescu în anul 1897. Autorul o echivala cu gresia de Kliwa-Măgura de vîrstă oligocenă. Aceeași vîrstă i-au dat mai întîi Popovici-Hațeg (1898) și Popescu-Voitești (1909), iar ulterior Moldovan et al. (1955, raport nepublicat), M. Ștefănescu et al. (1965, raport nepublicat) și Bombiță (1968). În schimb Gr. Ștefănescu (1873, 1885), Murgeanu (1941 a, b), Dragoș (1952, 1954) și Tătărîm (1968 a) au atribuit-o Eocenului pe baza numuliților.

Gresia de Corbi este o gresie cuarțitică cenușiu-verzui-gălbuie cu zone ruginii, matură din punct de vedere morfometric, oligomictică și bine sortată, de tip Kliwa, și destul de moale pentru a da relief mutonat, pe alocuri ruiniform. Îa ea a putut fi excavată la Corbi, în secolul trecut, o mică biserică. În unele zone decimentate se exploatează nisipuri și pietrișuri.

La localitatea tip gresia de Corbi ni se pare a avea caracter lenticular, avînd nu numai în acoperiș dar și în culcuș argilite bituminoase de tip disodilic. În orice caz deasupra urmează disodile tipice cu strate subțiri de marnocalcare silicifiate (de tip menilitic).

Stratele de gresie din baza formațiunii ating grosimi apreciabile (pînă la aproximativ 15 m). Spre sud, spre partea superioară a formațiunii, ele devin mai subțiri (1—3 m), sînt separate de interstrate disodilice de grosime redusă, de șisturi fin micafere sau de șisturi slab cărbunoase și, mai rar, de diasteme fără intercalații pelitice lamelare.

Pe valea Vîlsanului, în capătul din amonte al satului Brăduleț, gresia de Corbi conține în bază un orizont brecios-conglomeratic-tiloid cu elemente de cristalin și de calcare jurasice, senoniene și eocene numulitice.

Prezența calcarelor numulitice, ca elemente în conglomeratele formațiunii, și a cochiliilor libere în matrice a fost semnalată și de Dragoș (1953), fapt care l-a determinat să atribuie gresia de Corbi Eocenului.

De pe suprafețele erodate și dizolvate ale blocurilor de calcare eocene din conglomerate am putut extrage testuri ale următoarelor specii : *Nummulites fabianii* (Prever), *N. chavannesi* De la H. și *N. incrassatus* De la H. Prima dintre acestea este cea mai frecventă, cu testurile corodate. În matrice, formată din nisipuri marnoase, am găsit aceleași specii, detașate natural prin descuamarea blocurilor. Din punctul nostru de vedere, în gresia de Corbi foraminiferele mari sînt în zăcămînt secundar. Materialul detritic provine dintr-un relief cu roci ale Eocenului superior. Sursa este deci deosebită de a conglomeratelor de Cheia, echivalente și sincrone, de la vest de rîul Olt.

Caracterul general ingresiv al Oligocenului, mai exact al Oligo-Miocenului, poate fi remarcat și în sectorul rîurilor Argeș, Vîlsan și Doamna. Astfel, pe pîraiele care coboară la est de Plaiul Bogdanului (rîul

Doamna), la marginea de nord a satului Slatina, cristalinul de Iezeru suportă conglomerate și marnoargile oligocene cu galeți de roci cristaline, marne cenușii sau negricioase cu cruste ruginii și cu spărtură concoidă. Asemenea raporturi au fost remarcate și de Popescu-Voitești mai spre vest (1909, p. 218 fig. 4 — Cetățuie, Suslănești ; p. 241 : „Oligocenul din valea Argeșului se reazemă pe depozitele senoniene").

La extremitatea de est a regiunii, în zona de racord facial dintre faciesurile paleogene getic și est-carpatic (de Șotrile), anume la Suslănești pe valea Argeșelului, Oligocenul (mediu) este ingresiv ajungînd în contact chiar cu fundamentul cristalin. El comportă aici trei tipuri de roci : marnocalcare cenușii-gălbui în plăci, cu spărtură paralelă și cu zone de hidroxidare ; marnoargile cenușii-negricioase, concoide, cu cruste maronii și cu interstrate subțiri de marno-nisipuri sau filme de marne siltice presărate cu grus grosier și cu liant limonitic ; argile foliacee negricioase de facies bituminos-lagunar și cu grad de diageneză apropiat de al disodilelor. În regiunea văilor Vîlsan-Doamna nu există însă o formațiune sau un orizont disodilic propriu-zis.

6. *Stratele de (tip) Pucioasa* (Mrazec, in Popescu-Voiteşti, 1911). Gresia de Corbi este acoperită în acest sector de stratele de Pucioasa, ale căror asemănări cu echivalentele lor din zona internă a flișului paleogen al Carpaților Orientali sînt izbitoare. Ele reprezintă o stivă de aproximativ 350 m de gresii și argile. Gresiile sînt cenușii-gălbui micafere, cu structură în general grosieră, în mod obișnuit nelaminate. Rareori, în secțiunile superioare ale unor ritmuri, există totuși și intervale cu sedimentare vag gradată și cu laminație de curent.

Intercalațiile pelitice sînt reprezentate de argile cenușii mai mult sau mai puțin siltice cu spărtură aschioasă-concoidă, mai rar argilite disodiliforme. Se mai observă remanieri intraformaționale de tip pebble marls. Sînt prezente, ca produse de diageneză ale stratelor de Pucioasa, calcare sideritice și șisturi de tip Jaslo. Ultimele arată că formațiunea a fost depusă, ca și gresia de Corbi, într-un mediu stagnant, marin-salmastru, de tip euxinic, probabil în mod periodic turbiditic. Ca și cele mai multe dintre formațiunile oligocene din țara noastră și acestea două sînt de tip sub-boreal.

La nord-vest de satul Arefu, pe dealul Fulfea, cîteva aflorimente se mențin deschise în șleaurile drumurilor de care. Ele expun nisipuri marnoase ruginii-limonitice cu rare lamine marnoargiloase fin nisipoase și micafere, și reprezintă fie petece de gresie de Corbi decimentată, fie strate de Pucioasa scăpate de eroziune. Nisipurile conțin o asociație cu *Nummulites striatus* (Brug.)-A, *N. fabianii* (Prev.)-B și A, *N. uranensis* De la H.-A și *N.* cf. *puschi* d'Arch.-A. Aceeași faună, cu forme tipice de *N. fabianii*, a fost extrasă și din blocuri de grezo-calcare cenușii, dure, cu material bioclastic inclus și vizibil, răspîndite pe pantă.

Spre deosebire de echivalentele lor de la vest de rîul Olt, care conțin macroforaminifere din toate etajele eocene, stratele de Pucioasa dintre Argeș și Rîul Doamnei au preluat numai detritus din Eocenul mediu și superior.

Se poate deduce și din cele expuse mai sus caracterul general ingresiv al Oligocenului între Rîul Doamnei și Olt. Cartările au consemnat deja acest fapt la extremitățile de est și de vest ale regiunii. El ar fi conform cu indicațiile lui Popescu-Voiteşti (1909, p. 228) că pe dealul Pripor, vest de satul Arefu, se găsesc blocuri de calcar detritic „de tip Albești" și că „raporturile sale cu substratul eocenic sînt anormale" (tectonice la Voitești, stratigrafice în fapt).

7. *Stratele de (tip) Vinețișu-Podu Morii* (Teysseyre, 1911 ; Grigoraș, 1951) au fost remarcate în regiune de M. Ştefănescu (1965, raport nepublicat). Ele sînt reprezentate de marne siltice colorate cenușiu-deschis, relativ dure, deseori cu litaj laminat concoid, în alternanță cu gresii calcaroase micafere, tari și cu curbicorticalitate largă, fără foraminifere mari. Grosimea formațiunii variază între 100 și 150 m.

8. În sectorul oriental al depresiunii stratele de Gura Văii sînt înlocuite de *formațiunea disodilelor superioare* cu grosime medie 200 m. Acestea conțin predominant argile și argilite cenușiu-închis polimictice, la origine mîluri siltice și ulterior puțin diagenizate, disodile cu resturi scheletice de pești, tufuri alterate în strate variind între 0,2 și 0,5 m, moi și fine. In alternanță se găsesc nisipuri de tip Kliwa slab cimentate și cu zone concentrice de difuziune de oxizi de fier.

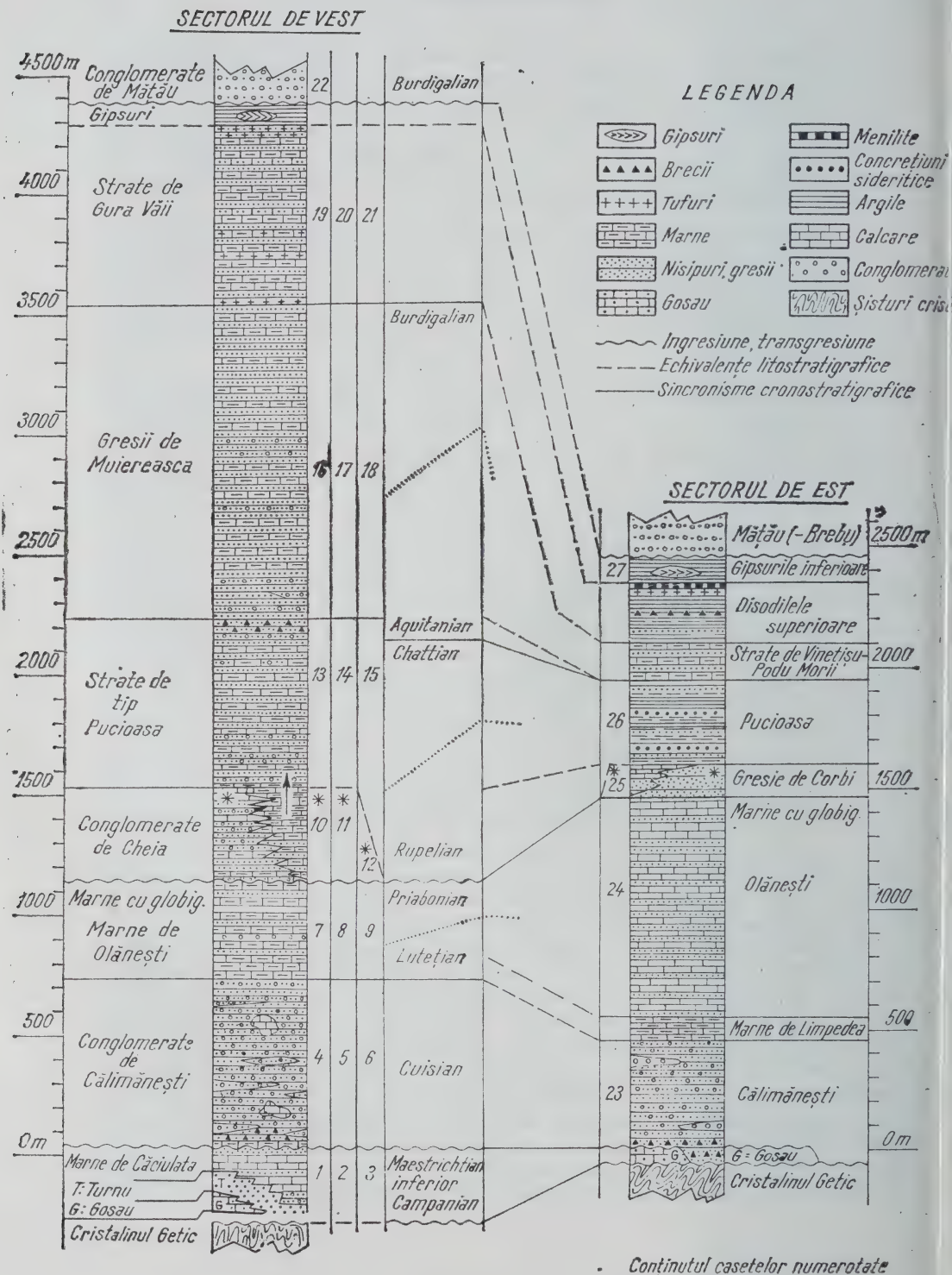
9. *Depozitele lagunare cu gipsuri* „aquitaniene", de grosime variind între 50 și 100 m, se dezvoltă ca formațiune între rîul Topolog și Rîul Doamnei. Aflorimente bune se găsesc mai ales pe Valea Doamnei. Gipsurile numite „inferioare" reprezintă precipitate mai mult sau mai puțin discontinue într-o formațiune de marno-argile de culoare închisă și cu gresii gipsifere. În acoperișul disodilelor superioare, ca și al stratelor sincrone de Gura Văii de la vest de Olt, gipsurile constituie încheierea unei faze de superconcentrare evaporitică cu bioconținut alohton.

În colecția Institutului de geologie și geofizică se află două faune de foraminifere mari colectate la satul Corbșori, pe Rîul Doamnei, de G. Murgeanu. Prima dintre ele, studiată și de colecționar (Murgeanu, 1941 b), conține : *Asterodiscus stellaris* Brunn., cel mai frecvent, *A. stella* Gümb., *A. furcata* (Rütim.), *A. stellatus* (d'Arch.), *Actinocyclina pinguis* Douv., *A. radians* (d'Arch.), *Act.* cf. *patellaris* (Schloth.), *Discocyclina nummulitica* (Gümb.), *D. chudeaui* (Schlumb.), *D. sella* (d'Arch.), *D. pratti* (Mich.), *D. augustae* Weij. și *D. scalaris* (Schlumb.) foarte frecventă. Se mai găsesc în asociație : *Nummulites striatus* (Brug.)-B și A, *N. budensis* Hantk.-A, *N. chavannesi* de la H.-A și *Num.* sp., aff. *rotularius* Desh.-A.

A doua faună provine de la Vadu Meilor (Corbșori) de „printre gipsuri". Ea reprezintă o asociație bine păstrată de *Discocyclina scalaris* (Schlumb.) și cîteva cochilii de *Operculina praespira* (Douv.), *Nummulites* sp., ex gr. *planulatus* (Lam.)-B și *N. globulus* Leym.-B.

Asupra situației geologice de la Corbșori, Popescu-Voiteşti arăta în 1909 (p. 228) că acolo „se găsesc cîteva petece de calcar nummulitic, dislocate atît în raport cu substratul eocenic cît și cu acoperișul de gipsuri și conglomerate miocene." Pentru explicarea prezenței disco-

TABEL SINOPTIC



Tabel sinoptic al formațiunilor molasoide, numulifere, din Depresiunea Getică. Conținut micropaleontologic, vîrste și corelări. Macroforaminifere după G. Bombiță; *Microforaminifere după* Elena Bratu *și* Jana Ion; *Nannoplancton după* N. Gheța.

Sectorul Cheia-Topolog

Casetele 1, 2, 3 : Marnele de Căciulata.
1, *Orbitoides media, tissoti*; 2, *Globotruncana arca, elevata, stuarti*; 3, *Arhanghelschiella cymbiformis*; *Micula staurophora*; *Cretharhabdus crenulatus.*
Casetele 4, 5, 6 : Conglomeratele de Călimănești.
4, *Orbitoides media*; *Assilina* cf. *douvillei*; *Nummulites distans, Assilina placentula*; 5, *Subbotina* ex gr. *triloculinoides* remaniată din Paleocen, *S. frontosa, inaequispira*; *Acarinina acarinata, triplex, convexa, pentacamerata, intermedia, pseudotopilensis, bullbrooki*; *Morozovella aequa, aragonensis*; 6, *Chiasmolithus bidens, californicus*; *Discoaster multiradiatus*; *Cruciplacolithus tenuis*; *Tribrachiatus ortostylus.*
Casetele 7, 8, 9 : Marnele de Olănești.
7, *Nummulites partschi, globulus, exilis, burdigalensis, planulatus, praelucasi, aquitanicus, subdistans, distans, pratti, irregularis, murchisoni*; 8, *Globigerina ampliapertura, officinalis, paebulloides, corpulenta, index tropicalis*; *Pseudohastigerina micra*; *Subbotina linaperta, frontosa*; *Catapsidrax dissimiiis*; *Acarinina rotundimarginata*; *Globigerinatheca subconglobata luterbacheri*; 9, *Isthmolithus recurvus*; *Cyclococcolithus formosus*; *Lanternitus minutus*; *Reticulofenestra umbilica*; *Rhabdosphaera gladius, truncata*; *Dictyococcites bisectus*; *Reticulofenestra reticulata*; *Chiasmolithus solitus.*
Casetele 10, 11, 12 : Conglomeratele de Cheia.
10, *Nummulites partschi, globulus, rotularius, gallensis, uranensis, distans, laevigatus, striatus, perforatus, millecaput*; 11, *Globgerina tapuriensis, praebulloides, ampliapertura, pseudovenezuela, officinalis*; 12, *Reticulofenestra umbilica, dictyoda, retissimilis, insignita*; *Helicosphaera reticulata, compacta*; *Sphaenolitus pseudoradians*; *Cyclicargolithus floridanus*; *Dictyococcites abisectus.*
Casetele 13, 14, 15 : Stratele de (tip) Pucioasa.
13, *Orbitoides media*; *Numulites planulatus, globulus, burdigalensis, partschi, distrans-pratti-millecaput, perforatus, fabianii*; 14, *Globigerina officinalis, ampliapertura, pseudoampliapertura, angustiumbilicata, angulioffícinalis, tripartita, tapuriensis, praebulloides leroyi, praebulloides praebulloides, ouachitaensis ciperoensis*; *Globorotalia opima nana*; 15, *Reticulofenestra lockeri, laevis, insignita, retissimilis*; *Helicosphaera recta, euphratis*; *Dictyococcites abisectus*; *Cyclicargolithus floridanus*; *Sphenolithus ciperoensis.*
Casetele 16, 17, 18 : Gresiile de Muiereasca.
16, *Assilina exponens*; *Discocyclina scalaris, marthae*; 17, *Globigerina ciperoensis ciperoensis, ciperoensis ottnagensis*; *Globorotalia obesa*; *Cribrononion dollfusi cestanensis*; 18, *Coccolithus pelagicus, eopelagicus*; *Reticulofenestra pseudoumbilica*; *Helicosphaera carteri, intermedia*; *Dictyoccocites abisectus.*
Casetele 19, 20, 21 : Stratele de Gura Văii.
19, *Nummulites perforatus, uranensis, striatus*; 20, *Globigerina praebulloides praebulloides, bulloides, angustiumbilicata, bollii*; *Globigerinoides trilobus*; 21, *Helicosphaera ampliaperta, carteri*; *Sphenolithus belemnos*; *Triquetrorhabdulus carinatus.*
Caseta 22 : Conglomeratele de Mățău : *Nummulites partschi, subdistans, uranensis, striatus, chavannesi, fabianii.*

Sectorul Argeș-Valea Doamnei

Caseta 23 : Conglomerate de (tip) Călimănești : *Nummulites partschi, burdigalensis, globulus*; *Assilina placentula.*
Caseta 24 : Marne de Olănești : *Nummulites partschi, burdigalensis, exilis, globulus, rotularius, subdistans, irregularis, distans, millecaput.*
Caseta 25 : Gresia de Corbi : *Nummulites fabianii, chavannesi, incrassatus.*
Caseta 26 : Stratele de (tip) Pucioasa : *Nummulites uranensis, puschi, striatus, fabianii.*
Caseta 27 : Gipsurile inferioare : *Nummulites globulus, striatus, chavannesi, budensis*; *Operculina praespira*; *Discocyclina scalaris*; *Asterodiscus stellaris.*

cyclinelor, autorul a admis ulterior (1945 b, c) trei posibilități : brecii tectonice cu foraminifere mari, persistența macroforaminiferelor în Neogen sau remanierea lor. Considerăm, ca și Filipescu și Dragoș (1950), că ultima dintre posibilități reprezintă starea de fapt.

10. *Conglomeratele de Mățău* (Popescu-Voiteşti, 1909), masive și polimictice, cu grad accentuat de rulare și cu matrice grezoasă, plachează transgresiv suita paleogen-neogenă a depresiunii getice și în sectorul văilor Vîlsan-Doamna.

Concluzii

1. Principala cauză care face ca valorificarea stratigrafică a studiului faunelor de foraminifere mari din Depresiunea getică să fie limitată este îndepărtarea aproape totală a faciesului eocen marginal datorită ingresiunii erozive a Oligocenului, succedată de transgresiunea Miocenului inferior. Cunoaștem astăzi acest facies din examinarea cîtorva martori scăpați de eroziune (tratați mai jos), inclusiv a celui de la Turnu Roșu-Porcești și, evident, din ceea ce a fost preluat ulterior, ca detritus resedimentat, în sedimentele Oligocenului și ale Miocenului inferior.

2. Tabelul sinoptic anexat (vezi tab.) arată că vîrstele indicate de macroforaminifere pentru formațiunile molasei paleogen-neogene getice apar mai vechi decît cele bazate pe microforaminifere. În ideea că ultimele (care fundamentează datările pentru o bună parte din formațiunile tratate în acest articol) sînt *in situ*, această falsă învechire ar fi de 1—2 etaje în Paleogen și de 3—4 etaje în Miocenul inferior.

a) Pentru marnele de Căciulata (Maestrichtian inferior cu orbitoizi) problema remanierilor nu se pune.

b) Conglomeratele de Călimănești au fost datate Eocen inferior în baza asociațiilor de micro- și macroforaminifere cu remanieri din Maestrichtian *(Orbitoides)* și din Paleocen *(Subbotina triloculinoides, Nummulites solitarius).*

c) Între formațiunile numulifere detritice din România marnele de Olănești și conglomeratele de Cheia sînt dintre cele mai bogate. Cu toate acestea dilema faune autohtone/faune alohtone începe chiar cu marnele de Olănești. Acestea conțin o asociație mixtă cuisian-lutețiană. Restul ansamblului micropaleontologic, microforaminifere și nannoplancton, este propriu intervalului Eocen mediu-Eocen superior. În această situație reprezentanții Eocenului inferior ar trebui considerați ca remaniați.

Este totuși posibil ca o parte din foraminiferele mari găzduite de marnele de Olănești să provină din remanieri intraformaționale și, mai ales, din aporturi de materiale puțin mai vechi, încă slab consolidate, din zona litorală.

d) Începînd cu conglomeratele de Cheia ale Oligocenului ingresiv toate asociațiile de macroforaminifere sînt indiscutabil remaniate. Procesele de remaniere propriu-zisă au început deci curînd după depunerea ultimelor sedimente priaboniene. Conținutul numeroaselor asociații colec-

tate din stratele de Cheia (asociații heteroclite cu *N. partschi, N. distans, N. laevigatus, N. perforatus* și *N. millecaput* dar fără *N. fabianii*) arată că ele au fost furnizate de o arie-sursă în care numai stratele Eocenului inferior și mediu conțineau numuliți. Dimpotrivă, gresia de Corbi sincronă a fost aprovizionată dintr-un relief litoral numulitic predominant sau exclusiv priabonian.

e) Stratele de Pucioasa, extinse în toată depresiunea, conțin numuliți din întregul Eocen.

f) Miocenul inferior, cu gresii de Muiereasca și strate de Gura Văii, comportă macroforaminifere predominant lutețiene și biarritziene.

g) Conglomeratele transgresive de Mățău conțin asociații similare celor din Oligocenul de Cheia și de Corbi.

3. Concluzia care dă acoperire activității de colectare, de preparare și determinare a celor peste 80 asociații de macroforaminifere, chiar dacă ele provin în bună parte din studiul unor cocktail-uri numulitice cu poziție secundară în depozite oligo-miocene, este aceea cu implicații în restituțiile paleogeografice.

În conglomeratele de Cheia, în gresia de Corbi, în gresiile stratelor de Pucioasa și în conglomeratele de Mățău se găsesc specii de foraminifere mari caracteristice pentru toate etajele Eocenului. Ele provin din termeni litorali, probabil carbonatici, care, succedînd Cretacicului superior în facies de Gosau, au acoperit, ca o carapace continuă, o bună parte sau întregul lanț al Carpaților Meridionali. Faciesul marginal al Eocenului este facies de referință în regiune.

Transgresiunea eocenă, deplasîndu-și în mod progresiv spre nord zonele de sedimentare litorală, a depus sedimentele etajelor medii și superioare pe aliniamente probabil din ce în ce mai nordice față de ariile actuale de aflorare a Eocenului inferior. Depozitele au fost apoi ravinate mai întîi în timpul Oligocenului, iar apoi îndepărtate aproape în totalitate în Miocenul inferior cînd au fost transportate și depuse pe pantele depresiunii și către axul ei, unde le întîlnim astăzi.

4. Procesele de remaniere, de reacumulare secundară, deci de condensare exclusiv mecanică a faunelor de foraminifere mari, au contribuit, sub raport sedimentar, la fixarea unor caractere stratonomice particulare. În acest sens există, în ansamblu, o convergență între Numuliticul getic și suita sincronă din Carpații Orientali, deși domeniile nu sînt echivalente din punct de vedere geoistoric iar factorii și condițiile de sedimentare sînt, teoretic, deosebite în cele două unități : Numuliticul est-carpatic [12] în general, dar mai ales secțiunea sa superioară, reprezintă un fliș tîrziu cu trăsături molasoide cel puțin din punct de vedere descriptiv, de colmatare miogeosinclinală preparoxismală ; Numuliticul getic [12] este definit ca o molasă a cuverturii post-tectonice (post-laramice) a internidelor meridionale.

---

[12] „Numulitic" în sens de sedimente depuse în intervalul Eocen-Oligocen-Miocen inferior cu faune de numuliți remaniate.

5. Raportînd grosimea sedimentelor conținute de seriile biostratigrafice la vîrstele radiometrice indicate curent de bibliografie în scări numerice, ni se par interesante cîteva concluzii în mod obiectiv aproximative.

a) În timpul Eocenului rata sedimentării „flișului" getic a fost cantitativ importantă și egală în cele două sectoare de vest și de est, variind între 20 și 25 cm/1 000 ani. Fac excepție ultimii 200—300 m ai marnelor cu globigerine din Eocenul superior (acolo unde acestea s-au păstrat în suită completă) cu numai 2—3 cm/1 000 ani.

b) În Oligocen sedimentarea s-a redus în mod sensibil : sectorul de la vest de Olt prezintă o rată moderată de 5—8 cm/1 000 ani, în timp ce în sectorul estic rata este mai mică, totuși normală, de 3—4 cm/1 000 ani.

c) La începutul Miocenului (Aquitanian și Burdigalian, exclusiv conglomeratele de Mățău) rata a fost impresionantă în sectorul limitat de la vest de rîul Olt (stratele de Muierească și de Gura Văii), anume 40—45 cm/1 000 ani (!), însă de numai 8—10 cm/1 000 ani (deci redusă la 1/4) în sectorul estic (stratele de Vinețișu-Podu Morii și disodilele superioare).

6. În anul 1928 Popescu-Voiteşti a prezentat la Madrid prima vedere generală asupra paleogeografiei Eocenului din România. Ea se baza pe distribuția unor specii caracteristice de numuliți la interiorul și la exteriorul catenei dacice și anume : *N. distans* și *N. irregularis* într-o provincie exterioară (geosinclinalul carpatic plus platformele) ; *N. perforatus* și *N. millecaput* într-o provincie interioară (a depresiunilor interne). Faza alpină laramică ar fi interpus o barieră între cele două „provincii".

Am arătat cu altă ocazie (Bombiță, 1963) că cele două grupe în discuție nu sînt sincrone. Pe de altă parte prezența speciilor *N. laevigatus, N. perforatus, N. millecaput* și *N. fabianii* în stratele de Gura Văii, în conglomeratele de Mățău, în gresia de Corbi și în conglomeratele de Cheia din depresiunea getică arată că aceste specii au populat, la vremea lor, și exteriorul unității axiale cristalino-mezozoice.

7. Pornind de la semnificația stratigrafică a speciilor *N. millecaput* (Biarritzian) și *N. fabianii* (Priabonian), conținute de calcarele moi din dealul Pîrjolitelor la Turnu Roșu-Porcești, N. Tătărîm (1964 b ; 1975) a făcut recent referințe corectoare la următoarea părere de ordin paleogeografic exprimată de unul dintre noi (Bombiță, 1963 p. 69) ; „Depozitele eocene depuse pe versanții nordic și sudic ai lanțului Carpaților Meridionali și cele din Dobrogea de sud reprezintă resturile menajate ale unei eroziuni prin exondare începută probabil în Lutețianul superior și menținută cel puțin în cursul Priabonianului inferior...".

Amintim că alături de această afirmație, în aceeași lucrare (p. 30), nu a fost totusi ignorată asociația priaboniană de la Sebeșul de Sus cu *Nummulites fabianii, N. incrassatus, Grzybowskia* și *Operculina* (asociație ulterior reconsiderată ca remaniată în Miocenul inferior) și care atrăgea remarca din aceeași pagină : „În orice caz, existența pe rama

sudică a bazinului Transilvaniei a Priabonianului ... ridică o importantă problemă paleogeografică."

Cu ocazia redactării hărții geologice Pitești sc. 1:200 000 (Bombiță et al., 1968, notă explicativă p. 20—21) și după studiul unor microfaune din Transilvania de sud (Bombiță et al., 1972, p. 181—183), au mai fost aduse cîteva date noi cu privire la etajele Biarritzian și Priabonian în aria menționată.

În legătură cu cele arătate mai sus, considerăm că singurul afloriment din Carpații Meridionali cu foraminifere mari biarritziene și priaboniene *in situ* este, deocamdată, cel din dealul Pîrjolitelor la Porcești-Turnu Roșu (Neugeboren, 1846—1851 [13]; Tătărîm, 1970). Toate celelalte, fiind în poziție alohtonă, nu pot avea decît o semnificație paleogeografică indirectă.

Alte două recente mențiuni biostratigrafice, fără legătură directă cu acest articol însă cu consecințe paleogeografice importante și implicite, se referă : prima la asociațiile cu *Nummulites partschi, N. globulus* (Cuisian) și cu *N. gallensis, N. distans, N. irregularis* (Lutețian) citate din depozitele de bordură ale Maramureșului (Tătărîm și Iliescu, 1969) ; a doua, la asociațiile cu *N. perforatus, N. millecaput, N. striatus* (Biarritzian) și *N. incrassatus* menționate din Eocenul din Dobrogea (Tătărîm et al., 1977).

Pînă la prezentarea unei ilustrații doveditoare suplimentare, aceste două afirmații au la bază (planșele I din ambele lucrări) inexactități în determinarea specifică.

II. CALCARELE NUMULITICE DE TIP ALBEȘTI

A) Aflorimentele de la Albești-Cîndești

Exploatarea calcarelor din comuna Albești-Muscel ca piatră ornamentală datează din a doua jumătate a secolului XIII fiind consemnată documentar din anul 1272. Vechea „piatră de Albești" (piatra extrasă în prezent nu mai este exact aceeași) a reprezentat materialul preferat pentru părțile de tratare plastică ale construcțiilor valahe de-a lungul secolelor trecute, cam pînă la primul război mondial. La Horezu și la Curtea de Argeș așezămintele mînăstirești au fost ridicate cu piatră de Albești. Sub raport arhitectural arta epocii brîncovenești se bazează pe prelucrarea calcarelor de Albești (palatele Mogoșoaia, Potlogi etc.). În capitală, de asemenea, elementele ornamentale a numeroase construcții bisericești și laice sînt realizate cu „piatra de Albești".

În regiunea Albești-Cîndești ne-am propus cercetări pentru clarificarea următoarelor trei puncte : 1, orizontarea biostratigrafică a calcarelor eocene în aflorimentele clasice ale carierelor ; 2, relațiile depozitelor eocene cu substratul de depozite neocretacice ; 3, relațiile calcarelor eocene cu depozitele neogene din acoperiș.

[13] L. Neugeboren a depus în colecția muzeului Bruckenthal din Sibiu exemplare tipice de *N. millecaput* colectate la Turnu Roșu-Porcești.

1. *Stratigrafia calcarelor în carierele de la Albești*

Deși regiunea Albești este plină cu denivelări, reprezentînd cariere mai mici sau mai mari, abandonate, o idee clară despre succesiunea stratelor de calcare eocene se poate face numai în centrul satului, în cele două cariere denumite una „Comănescu" („Cariera bătrînă") iar cealaltă „Mățăoanu-Gava-Voicu Stan". În a doua dintre acestea (fig. 2) grosimea maximă a întregii succesiuni de calcare însumează aproximativ 25 m. Se pot separa aici trei orizonturi : inferior de grosime 10—15 m ; mijlociu de 5—6 m grosime ; superior de 6—7 m grosime.

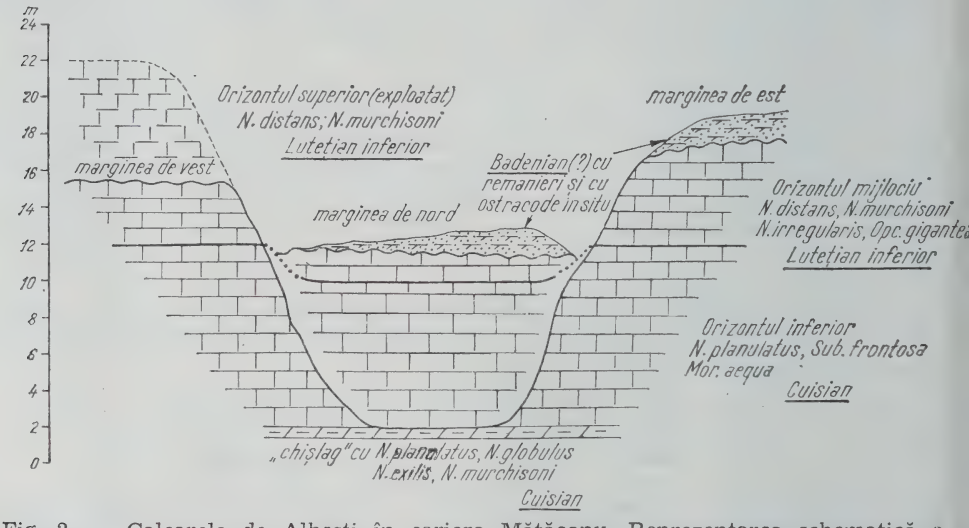


Fig. 2. — Calcarele de Albești în cariera Mățăoanu. Reprezentarea schematică a carierei în secțiune est-vest.

Calcaires d'Albești dans la carrière de Mățăoanu. La représentation schématique de la carrière en section est-ouest.

„Piatra de Albești" în ansamblu face parte din categoria calcarelor bioclastice depuse în zona litorală, deci într-un regim hidrodinamic de coastă foarte activ, unde fauna a fost intens deplasată și triturată.

Cel mai exploatat a fost orizontul superior. El este un packstone scheletal, terigen (3% cuarț), relativ compact, cu matrice redusă și de culoare alb-cenușie. Din punct de vedere textural el seamănă izbitor cu calcarul de Leghia din baza Eocenului superior din Transilvania. Expus în timp la acțiunea agenților atmosferici el se dizolvă și se descuamează lent și egal, lăsînd în relief foraminifere mari numeroase și fragmente de cochilii de moluște. Eșantioane din acest orizont au mai rămas azi numai în halde.

Se pare că nu marile comenzi de piatră ci consumul secular prin cioplirea crucilor de morminte au epuizat orizontul. În cimitirul comunei Albești se găsesc și cîteva exemplare excepționale ca artă artizanală.

În prezent s-a trecut la exploatarea orizontului inferior, întrucîtva asemănător cu precedentul dar nu de calitatea acestuia. Cuarțul este aici ceva mai frecvent (5—6%), de asemenea algele coralinacee, iar matricea mai dezvoltată. Roca este mai poroasă și mai moale decît a orizontului superior. La examenul microscopic se remarcă o ușoară variabilitate a conținutului de cuarț care antrenează și variabilitatea porozității.

Roca orizontului inferior este de culoare cenușie-albăstruie și se detașează din strat ca blocuri mari, fapt convenabil în exploatare. Din păcate însă diaclazele calcitizate sînt destul de frecvente și, chiar dacă acestea sînt evitate în prelucrarea imediată, ele pot ceda după un număr de ani de la extragerea din carieră.

Orizontul mijlociu a fost evitat sau a fost luat rareori în considerație pentru exploatare. El este cel mai bogat în resturi fosile : numuliți, dinți de pești, moluște, echinoide, alge. Un nivel cu concrețiuni silicioase, denumite de localnici „ciulini", se găsește către partea lui superioară. În aflorimentul de la Cîndești, numit „La colți", silexurile, în general pupiforme, sînt de culoare brună și cu aspect zonat.

Orizontul mijlociu reprezintă un calcar poros de tip weakestone, afînat (5—8% sau mai mult cuarț), cu mai multă matrice decît în orizontul inferior, pe alocuri puțin argiloasă și cu numeroase fragmente de alge coralinacee. Sînt de asemenea prezenți dinții de selacieni, deveniți rari în ultimii ani datorită colectării lor preferențiale. Culoarea calcarului este cenușiu deschis-gălbui, slab ruginie, cu zone vișinii. Cele mai multe aflorimente din regiune deschid acest orizont sub formă de umeri descopertați, stînci și surplombe.

Regiunea este defrișată și cu numeroase cariere și gropi-cariere părăsite. Cele mai cunoscute dintre acestea sînt sau au fost — la Cîndești : „La colți" (Colții Bratiei), „La colțan", „La meri", cariera din Valea Pietroasă ; — la Albești : cariera bătrînă-Comănescu, cariera Mățăoanu-Gava-Voicu Stan, cariera din Cioplea, cariera din Valea Faurului, carierele Matei Drăghiceanu-Izbășoiu, cariera din Valea Strigoiului, carierele din Coasta lui Nan, carierele din Bleaju (Brăiloiu-Voicu Stan), cariera italiană („La 'talianu"), Poiana Buzatului, Dosu Coserului, Poiana lui Mihai. Alte cariere, citate de Popescu-Voitești în 1909, au dispărut : „Piatra de Moară", „Sub piatra Bughii", „Pietrăria de la țigani", cariera Bonca, „Fîntîna pietrilor", „Capu Săliștei", „La Măcelaru", Obîrșia Văii Pietrii.

În ceea ce privește foraminiferele mari din zona Albești-Cîndești, consemnăm mai întîi faptul că ele prezintă un grad accentuat de rulare și de fragmentare. Testurile au fost mai întîi triturate pe loc, o perioadă de timp, în zona litorală, înainte de a fi fost îngropate. Am subliniat mai sus regimul hidrodinamic agitat, sub influența acțiunii valurilor în zona de depunere, probabil zona infratidală. Astfel se explică și faptul că formele microsferice sînt rare.

În al doilea rînd semnalăm, ca și în Dobrogea de sud la Azarlîc-Techechioi (Valea Rea-Cetate-Lespezi), raritatea speciilor cu pilieri, ele-

ment care, totuși, nu poate fi pus în legătură cu o penurie a carbonaților în apele zonei.

Orizontul inferior de calcare este exploatat pînă la talpa sa, constituită dintr-un marnocalcar cenușiu și moale în carieră, numit de lucrătorii-pietrari „chișlag". Asociația acestui marnocalcar cuprinde exclusiv forme A aparținînd speciilor : *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym. cu treceri la *N. pernotus* Schaub, *N. exilis* Douv., *N. murchisoni* Brunn. destul de frecvent, *N. subdistans* De la H. (care prin formele sale megasferice poate reprezenta aici etajul Cuisian) și *Asterodiscus stellaris* Brunn. Asociația aparține Cuisianului și, eventual, Lutețianului bazal.

Din primele două bancuri de calcare ale orizontului inferior și sporadic și din restul depozitelor, poate fi colectată aceeași asociație cuisiană-lutețian inferioară (zona cu *N. planulatus*) cu fragmente de inocerami și, în mod excepțional, chiar cu exemplare de *Orbitolina* remaniate din fundament.

Depozitele transgresive ale Eocenului remaniază și următoarele microforaminifere din marnele Senonianului superior : *Globotruncana arca* (Cushm.), *G. leupoldi* Bolli, *Globotruncanita elevata* (Brotz.) și *G. stuarti* (Lapp.). Împreună cu acestea în „chișlag" și în interstratele pelitice dintre bancurile de calcare se găsesc, *in situ*, și următoarele foraminifere planctonice : *Subbotina linaperta* (Finl.), *S. triloculinoides* Plumm., *S. frontosa* (Subb.), *Morozovella aequa* (Cushm. & Renz), *M. marginodentata* (Subb.), *M. lensiformis* (Subb.), *M. subbotinae* (Mor.), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *A. conicotruncata* (Subb.), *A. pseudotopilensis* Subb., *A. mckannai* (White), *A. triplex* Subb., *A. pentacamerata* Subb., *Globigerina inaequispira* Subb. și *Globigerinatheka subconglobata* (Shutsk.).

Orizontul mijlociu, al calcarelor moi, gălbui-roz, din carierele din centrul comunei Albești, este deosebit de bogat în forme megasferice de *Nummulites distans* Desh. și *N. murchisoni* Brunn. În grupul *N. distans* se remarcă rare forme de trecere la *N. pratti* d'Arch. & Haime și foarte rare forme de trecere la *N. millecaput* Boubée. Mai rar se întîlnesc *N. irregularis* Desh., *N. planulatus* (Lam.), *N. rotularius* Desh., *Assilina douvillei* Abr. & Fabre, *Operculina gigantea* Mayer ; *Discocyclina nummulitica* (Gümb.) și *D. scalaris* (Schlumb.). Reprezentanții microsferici au o frecvență redusă comparativ cu cei macrosferici.

Asociația de numuliți a orizontului mediu îl plasează în zona de trecere dintre Cuisian și Lutețian. În accepțiunea specialiștilor din regiunile alpine ale Europei occidentale această asociație ar reprezenta încă Cuisianul (luîndu-se în considerare predominanța formelor megasferice). Judecînd însă după semnificația secțiunii din Crimeea (de la Baccesarai), una dintre cele mai complete din Europa, ar fi vorba de Lutețian bazal în sens strict. Ne raliem acestui al doilea punct de vedere ținînd seamă de caracterele lito- și biofaciale ale Eocenului de Arbești care se înscriu, împreună cu Eocenul din Dobrogea de sud, de la Varna și cu cel din Crimeea, în același cadru paleogeografic.

Orizontul superior, al calcarelor albe, are aproximativ același conținut ca și orizontul mediu : asociația cu *N. distans* A și *N. murchisoni* A ca specii predominante.

Nu am întîlnit în regiunea Albești, pînă în prezent, elemente paleontologice *in situ* pe baza cărora să se poată susține existența Eocenului superior.

Formațiunea principală a Oligocenului este cea disodilică (mîluri sapropelice fosile rupeliene), ingresivă în ansamblul regiunii. Ea acoperă depozite vraconian-cenomaniene, senoniene, eocene (în centrul satului Albești, imediat la nord de biserică) și chiar soclul cristalofilian. Popovici-Hațeg (1898) plasa șisturile disodilice sub calcarele numulitice de la Albești, fiind probabil condus la această interpretare de efectele ingresiunii Oligocenului deasupra unui relief predominant eocen.

2. *Relațiile dintre Paleogen și Cretacic în perimetrul Albești*

În cariere substratul de depozite cretacice nu aflorează. În schimb un afloriment izolat de marne senoniene poate fi examinat urmînd valea Strigoiul Mic (între satele Bughea de Sus și Albești), de la origine spre Bughea de Jos. Din bucla principală a șoselei Bughea de Sus-Albești se coboară în valea Strigoiului prin cimitirul Albești, plasat la marginea de sud-est a satului. După ce sînt depășite aflorimentele de conglomerate cu elemente bine rotunjite și de calcare numulitice, la aproximativ 1 500 m distanță în linie dreaptă spre sud de principala carieră din Albești, pe versantul stîng (estic) al văii Strigoiul Mic, aflorează Maestrichtianul inferior reprezentat de marne dure, în plăci, cu spărtură concoidă, cenușii-vag albăstrui și fin micafere, fără macrofaună. Aflorimentul se găsește sub carierele „Comănescu-Mățăoanu" la o diferență de nivel de aproximativ 60 m (stratele înclinînd spre sud). Pentru această formațiune propunem numele de marnele de Bratia.

Conținutul micropaleontologic bogat al acestor marne comportă speciile : *Globotruncanita elevata* (Brotz.), *G. stuartiformis* Dalb., *Globotruncana gansseri* Bolli, *G. arca* (Cushm.), *G. fornicata* Plumm., *G. morozovae* Vas., *G. lapparenti* (Brotz.), *G. linneiana* (d'Orb.), *G. bulloides* (Vög.), *Marginotruncana coronata* Bolli — dintre formele calcaroase planctonice ; dintre speciile calcaroase bentonice : *Stensioina exculpta* (Reuss), *Gavelinella laevigata* (Marie), *G. umbilicata* Mjatl., *G. clementiana clementiana* (d'Orb.), *G. cayeuxi* (Lapp.) ; specii de *Dorothya* și *Arenobulimina* dintre aglutinante. Vîrsta lor : Maestrichtian inferior.

Nu cunoaștem deocamdată nici un afloriment în care talpa calcarului de Albești să repauzeze nemijlocit pe substratul de depozite ale Cretacicului superior. În această situație nu avem încă dovada discontinuității dintre Cretacic și Paleogen și nici a caracterului transgresiv al Cuisianului deasupra Maestrichtianului inferior. Faciesurile Numuliticului de la Albești și poziția sa paleogeografică în cadrul mai larg al Numuliticului getic sînt totuși un sprijin în acest sens.

Aproximativ 200 m mai jos, pe versantul opus al văii Strigoiul Mic, ca de altfel și în vîlcelele de la nord de satul Albești, aflorează o suită de marne siltice micafere, pînă în prezent fără microconținut, în alternanță pararitmică cu gresii marnoase moi și friabile, ușor alterabile, probabil vraconian-cenomaniene. Acest pachet flișoid ar suporta, deasupra unei suprafețe de discordanță, suita marnelor maestrichtiene care, la rîndul lor, ar constitui, după o lacună, substratul plăcii de calcare eocene de Albești.

Amintim că din Senonianul marno-grezos cenușiu din zona Albești-Cîndești, la sfîrșitul secolului trecut, vienezul Fr. Wähner (1893) a colectat și determinat inocerami.

3. Relațiile dintre Paleogen și Neogen la Albești

În ceea ce privește vîrsta calcarelor de la Albești părerile au fost împărțite încă de la începutul cercetărilor : după Sabba Ștefănescu (1897) ele aparțin Eocenului mediu, iar pentru Popovici-Hațeg (1898) Lutețianului mediu. Popescu-Voitești (1909) le-a atribuit o vîrstă mai largă : baza Lutețianului-Eocenul superior. Mai recent Tătărîm (1988 b) a repartizat Eocenului superior rocile moi care acoperă calcarele cu *N. distans* în cariera principală de la Albești, pe baza unei asociații de numuliți (predominant forme megasferice) cu *N. incrassatus, N. pulchellus, N. chavannesi* și *N. budensis* ca specii cu poziție *in situ*, alături de *N. millecaput* și *N. distans* ca specii remaniate.

Considerînd mai întîi (Tătărîm, 1965 ; 1968 a) gresia de Corbi priaboniană, Tătărîm a interpretat ulterior (1968 b) marno-nisipurile în discuție ca fiind echivalente și sincrone cu gresia de Corbi. Aceeași echivalență, plasată însă în cadrul Oligocenului, fusese avansată de Popovici-Hațeg în anul 1898 (p. 140). În schimb Popescu-Voitești (1909, p. 242 ; 1917, Observații la comunicarea H. Grozescu) considera că „nisipurile ce acopăr transgresiv-discordant calcarul numulitic de la Albești, ... pînă la probe paleontologice, dat fiind strînsa legătură a acestora cu depozitele miocene din această localitate ... s-ar putea alătura Miocenului." Remanierea intensă a calcarelor numulitice în Miocenul din subcarpați a fost subliniată de Popescu-Voitești din anul 1909 (p. 234, 243).

Pe marginile de est și de nord ale carierei Mățăoanu (fig. 2) deasupra unei suprafețe neregulate de ravinare („În toate aceste cariere calcarul prezintă la partea superioară urmele unei eroziuni puternice" — Popescu-Voitești 1909, p. 226), calcarele numulitice cu *N. distans* suportă marno-argile siltice de grosime variabilă între 2 și 5 m, cenușiu-gălbui-ocru (la est) sau cenușiu-albăstrui (la nord), cu intercalații nisipoase subțiri, slab litate și cu conținut micropaleontologic. Faciesul general al acestor depozite este, în mod evident, molasic, slab cimentat, propriu formațiunilor miocene extracarpatice.

Conținutul în foraminifere mici al marnelor de pe marginea de est a carierei comportă, mai întîi, numeroase elemente cunoscute din

Senonianul superior (majoritatea speciilor de *Globotruncana* semnalate în marnele Maestrichtianului inferior din valea Strigoiul Mic) ; apoi, în mod predominant, rotalide mari, globigerine și globorotalii din Eocenul inferior (-mediu) cu : *Subbotina linaperta* (Finl.), *Globigerina eocaena* Gümb., *Acarinina acarinata* Subb., *A. bullbrooki* (Bolli), *A. mckannai* (White), *A. pentacamerata* Subb., *A. pseudotopilensis* Subb., *A. triplex* Subb., *Morozovella aequa* (Cushm. & Renz), *M. marginodentata* (Subb.), *M. subbotinae* (Mor.), *Globigerinatheka subconglobata l. s.* (Shutsk.).

Eșantioanele colectate în acest punct și într-un ravin de la confluența văilor Strigoiul Mare cu Strigoiul Mic mai conțin fragmente de cochilii de inocerami și foraminifere mari : *Nummulites planulatus* (Lam.)-A, *N. globulus* Leym.-A, *Num. cf. pernotus* Schaub-A, *Num.* sp., aff. *nitidus* De la H.-A, *N. nitidus* De la H.-A, *N. distans* Desh.-A dominant, *N. irregularis* Desh.-A juvenil, *N. murchichisoni* Brunn.-A, *N. subdistans* De la H.-A div. var., împreună cu rari *N. burdigalensis* De la H.-A și *N. partschi* De la H.-A ; *Orbitolina* sp. ; *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *Dis.* cf. *chudeaui* (Schlumb.), *D. marthae* Schlumb., *Dis.* cf. *nummulitica* (Gümb.), *Dis.* cf. *pratti* (Mich.) și *D. scalaris* (Schlumb.).

Reamintim că nu am întîlnit încă aici reprezentanți ai Eocenului superior.

Pe rama de nord a carierei, marno-nisipurile, de culoare închisă și cu stratificație vagă, nu conțin foraminifere mari. În schimb sînt abundente foraminiferele mici din Maestrichtianul inferior și anume : *Globotruncanita stuarti* (Lapp.), *G. elevata* (Brotzen), *G. stuartiformis* Dalb., *Globotruncana falsostuarti* Sig., *G. arca* (Cushm.), *G. leupoldi* Bolli, *G. fornicata* Plumm., *G. fornicata manaurensis* Gand. — dintre planctonice ; *Praebulimina, Osangularia, Dentalina, Lenticulina, Guttulina, Planularia, Neoflabellina, Gyroidinoides, Gavelinella cayeuxi* Lapp., *G. cayeuxi mangyschlakensis* Vass., *G. laevigata* Marie, *G. monterelensis* (Marie) dintre bentonicele calcaroase ; *Tritaxia, Piramidina, Arenobulimina obliqua* (d'Orb.), *Dorothya oxycona* (Reuss), *D. pupa* (Reuss), *Goesella rugosa* (Hanzl.) dintre aglutinante.

Foraminiferele planctonice eocene, deși rare, sînt și ele prezente.

În ambele aflorimente din coperta carierei Albești cei mai noi reprezentanți ai microfaunei se dovedesc a fi ostracodele marine de tip badenian (probabil Badenian inferior în opinia lui R. Olteanu). Pe marginea de est a carierei au fost identificate : *Cytherella* aff. *vulgata* Rug., *Bairdia* sp., *Pterigocythere* sp., *Occultocythereis* aff. *bituberculata* (Reuss), *Bairdia nigrescens* Rug. ; pe marginea de nord : *Cytherella* sp., *Cytherella* aff. *vulgata* Rug.

Comunitatea paleogeografică a aflorimentelor eocene de la Albești cu cele din Dobrogea meridională, din bazinul Varna și din Crimeea a fost remarcată încă de la sfîrșitul secolului trecut de G. Ștefănescu (1897).

B) Aflorimentele de la Bogăteşti, Valea Cernatului şi Nămăeşti

De la sfîrşitul secolului trecut au mai fost semnalate în regiune alte cîteva aflorimente cu calcare de tip Albeşti, asupra cărora adăugăm observaţiile stratigrafice de mai jos.

1. *Bogăteşti-(Bilceşti).* Despre relaţiile calcarelor numulitice de la satul Bogăteşti-Bilceşti, pe versantul vestic al văii Argeşelului, P o p e s c u - V o i t e ş t i nu şi-a spus părerea. În prezent aflorimentul este menţinut deschis de cariera „Oleia" al cărei front de lucru măsoară 100—120 m (fig. 3). Acesta expune calcare bioclastice în bancuri separate de jointuri de tip sheeting în nivelele superioare ale carierei, cu urme superficiale de alterare pe alocuri.

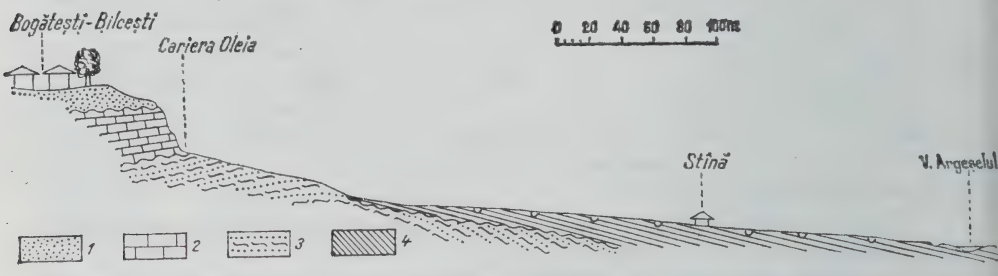


Fig. 3. — Aflorimentul numulitic de la Bogăteşti. Raporturile stratigrafice ale calcarelor eocene.

Affleurement nummultitique de Bogăteşti. Les rapports stratigraphiques des calcaire éocène. 1, Néogène ; 2, Eocène ; 3, Cénomanian ; 4, Oligocene.

Substratul calcarelor eocene este reprezentat de Cenomanianul în facies de bordură a masivelor cristaline Iezeru şi Leaota : gresii moi şi marno-gresii, în alternanţă cu pelite siltice fin micafere, cenuşiu-închise cu conţinut micropaleontologic din zona *Rotalipora* ex gr. *cushmani-turonica* a Cenomanianului superior. Au fost întîlnite : *Rotalipora turonica* B r o t z., *R. montsalvensis thomei* H a g n & Z e i l, *Thalmanninella brotzeni* S i g., *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (T r u j.), *Dicarinella algeriana* (C a r o n), *Thalmanninella reicheli* (M o r n.) şi *Praeglobotruncana gibba* K l a u s.

Lentila de calcare numulitice suportă nisipuri şi gresii marnoase ale Neogenului (superior ?).

Oligocenul disodilic este ingresiv deasupra Cenomanianului. El este întîlnit în puţine aflorimente şi în pornituri pe panta lină ce coboară de la cariera Oleia spre est, spre valea Argeşelului.

Conţinutul în foraminifere mari este dominat de *Nummulites distans* D e s h.-A (2/3 din asociaţie), *Num.* ex gr. *distans-millecaput* A, *Num.* sp., aff. *globulus* L e y m.-A, *N. uranensis* D e l a H.-A ; *Discocyclina nummulitica* (G ü m b.), *D. scalaris* (S c h l u m b.).

Orizontul calcarelor de la Bogăteşti ar fi sincron şi echivalent cu orizontul mijlociu al carierelor de la Albeşti.

2. *Valea Cernatului.* La confluența văii Cernatului cu Rîul Doamnei („Gura Cernatului") trebuie luate în considerație două situații stratigrafice.

a) Mai întîi semnalăm un lambou de calcare numulitice, echivalente cu calcarele de Albești, descoperit recent de B. Popescu pe interfluviul dintre pîrîul Cernatului și Rîul Doamnei, deasupra confluenței acestora. Este vorba de calcare bioclastice cu numuliți numeroși dar greu de extras din rocă : *N. partschi* De la H.-A, *N. burdigalensis* De la H.-A, *N. praelucasi* Douv.-A, *N. distans* Desh.-A, *Num.* cf. *pratti* d'Arch.-A ; *Discocyclina roberti* Douv. frecventă. Aceste calcare sînt echivalente cu orizontul inferior din cariera Albești, însă cu lito- și biofacies mai apropiate de ale calcarelor de la Turnu Roșu-Porcești.

b) În al doilea rînd sînt aflorimentele cu conglomerate masive cu blocuri de cristalin și cu intercalații de gresii grosiere cenușii, în strate de grosime variabilă, cu pungi nisipoase, și care dau prin dezagregare pînze de deluvii pe versanții văii.

Stratele sînt separate de intercalații de marne cenușii-verzui sau de diasteme simple. Suita detritică este în ansamblu slab cimentată și formează local aflorimente molasice ruiniforme.

Din gresii sau din nisipurile și pietrișurile rezultate din decimentarea acestora în versanții pîrîului Cernatu, Murgeanu (1941 a) a colectat foraminifere mari. Autorul le-a repartizat Eocenului superior transgresiv pe cristalin și suportînd, în continuitate de sedimentare, Oligocenul în facies conglomeratic.

M. Ştefănescu (1965, raport nepublicat) a atribuit Eocenului inferior-mediu aceste conglomerate aflate, în ideea autorului, sub acoperirea ingresivă a Oligocenului, de asemenea detritic.

După ultimele studii în regiune (B. Popescu, inedit) întreaga succesiune aparține Oligocenului ingresiv pe fundamentul cristalin.

Cîteva colectări de foraminifere mari din conglomeratele alterate de la Gura Cernatului au furnizat o asociație cu testurile puternic silicifiate : *Nummulites globulus* Leym.-B și A frecvent, *Num.* cf. *pernotus* Schaub-B și A, *N. burdigalensis* De la H.-B și A, *Num.* cf. *rotularius* Desh.-B și A.

3. *Nămăești.* În ceea ce privește punctul fosilifer de la satul Nămăești, pe valea Argeșelului, situația este aceea indicată de Popescu-Voitești în urmă cu aproape șapte decenii (1909, p. 227) : blocuri de calcare moi, albe-cenușii sau ruginii, poroase, cu *Nummulites distans* Desh. (echivalentul orizontului mijlociu de la Albești), transgresive pe Cenomanianul marno-grezos dacă nu chiar pe cristalinul de Iezeru-Leaota.

Concluzii

Placa de calcare eocene de la Albești și celelalte aflorimente echivalente reprezintă termeni marginali ai Numuliticului getic. Eocenul în facies litoral din regiunile Albești și Turnu Roșu-Porcești s-a păstrat ca martori menajați de eroziunea miocenă care, prin depășire paleogeogra-

fică, a îndepărtat aproape complet Numuliticul de pe cei doi versanți ai Carpaților Meridionali.

Calcarele de Albești, cu grosime medie 25 m, sînt discordante pe marnele cu *Globotruncana* ale Maestrichtianului inferior. În stiva lor pot fi separate trei orizonturi. Fauna de macro- și de microforaminifere aparține Cuisianului și părții bazale a Lutețianului. Priabonianul *in situ* este deocamdată reprezentat numai la Turnu Roșu-Porcești.

Calcarele sînt acoperite discordant de disodile rupeliene sau de roci detritice slab consolidate aparținînd molasei Miocenului mediu. Ultimele conțin frecvente foraminifere cretacice și eocene remaniate.

Termenii stratigrafici de grad superior etajului sînt separați prin suprafețe de discordanță.

Addenda (G. Bombiță)

Rezultatele analizei faunelor de macroforaminifere din molasa Numuliticului getic se dovedesc la fel de puțin încurajatoare ca și în cazul depozitelor din flișul extern eocen din Carpații Orientali.

Adăugăm mai jos cîteva concluzii complementare la cele consemnate în studiul nostru din anul 1973.

Diferențele dintre suitele în facies de fliș și în facies de molasă, care țin în esență de considerațiuni teoretice, ca istoria tectonică a bazinului sau originea materialului sedimentar, se atenuează cînd suitele respective sînt privite ca depozite-gazdă ale asociațiilor de microfosile sau din punct de vedere paleontologic, paleobiologic-paleoecologic. Pentru ambele categorii sedimentare este vorba de același raport, de același joc, între factorii terigen și oceanogen, primul fiind pe departe prevalent și subordonînd pe al doilea marin-biogen.

Originea predominant alohtonă a microfaunelor în discuție este o consecință a caracterelor sedimentare ale depozitelor-gazdă. În vederile moderne formațiunile din familia faciesului de fliș reprezintă turbidite și fluxoturbidite fosile holomarine din perioada ortogeosinclinală. Numitorul lor comun este depunerea în condiții de tectogeneză. Ele sînt produse sedimentare presupuse a proveni din eroziunea unor catene (alpine) în gestație. Molasele reprezintă de asemenea, cel puțin în parte, turbidite fosile din fazele tardi- și postgeosinclinală, de salinitate variabilă, oricum nu obligatoriu marine, avînd ca element comun depunerea lor în faza de morfogeneză. Molasele sînt asimilate curent marilor acumulări de piemont a căror componentă organogenă reprezintă numai aporturi din zonele litorală și sublitorală.

Depozitele de fliș și de molasă reprezintă, cu alte cuvinte, sedimente de umplere, de colmatare, „dump deposits“ la scară mare.

Faunele de care ne-am ocupat nu pot avea poziție autohtonă dacă, în afară de unele aspecte paleoecologice sau de analiză tafonomică, luăm în considerare și caracterul genetic fundamental, deși încă ipotetic, al flișului carpatic : acumularea, prin resedimentări, a unor volume detritico-terigene considerabile, depuse inițial pe ariile submerse de relief pozitiv care mărgineau sau separau bazinele, volume transportate ulte-

rior, prin glisări gravitaţionale şi prin suspensie, pe distanţe variabile şi într-un timp relativ scurt.

Din aceste fapte a rezultat un contrast paleontologic şi paleoecologic flagrant, care trebuie subliniat, anume coexistenţa, în alternanţă ritmică, a asociaţiilor de macroforaminifere care aparţin bentosului calcaros litoral, populînd platformele mai mult sau mai puţin înguste ale foselor, pe de o parte, şi ansamblul microfaunistic relativ sărac al foraminiferelor aglutinante (microfaune denumite „cu Rhabdammina"), reprezentat de genuri cu test simplu, cu structură unicamerală sau uniserială, proprii adîncimilor batial-abisale, pe de altă parte. Acest contrast forţat se datoreşte deplasării primelor, pe calea curenţilor denşi cu suspensii turbiditice, în zone mult inferioare mediului lor de origine (Miglioriní, 1946 ; Natland, 1963 ; Raaf, 1968) dar normale pentru populaţiile de arenacee.

Prezenţa macroforaminiferelor în Paleogenul carpatic, în mod invariabil numai în baza grosieră a ritmurilor de fliş şi de molasă, este subordonată aceloraşi reguli ca oricare dintre celelalte particule clastice. Ele nu reprezintă acolo decît elemente biodetritice, mai mult sau mai puţin grosiere şi sortate la egalitate granulometrică cu ceilalţi constituenţi ai nivelului incasant.

Perioada de sedimentare a formaţiunii marnelor pelagice cu globigerine, larg răspîndite în aria carpatică şi depusă la adîncimi de pînă la 1000 m, apare ca un moment unic al legăturii cu marea deschisă, precedat şi succedat de acumularea unor mase importante de diferite tipuri de turbidite.

Mai mult decît scăderea saturaţiei cu Co_3Ca (Ksiazkiewicz, 1961), decît temperatura scăzută a apei la adîncimi depăşind 2000 m (Saidova, 1961 in Brower, 1965), sau decît salinitatea, factorul responsabil de predominanţa faunelor de foraminifere aglutinante sărace şi cu structură simplă din formaţiunile faciesurilor orogene este turbulenţa apei (Stainforth, 1952 ; Kuenen, 1968), aceasta fiind incompatibilă cu profunziunea vieţii.

În paleoecologie se subliniază în mod curent pierderea informaţională progresivă şi obiectivă care afectează post-mortem comunităţile de organisme (biocenoze) sau subunităţile lor de orice grad, în fiecare dintre cele trei etape pe care acestea le traversează : 1, acumularea resturilor de organisme în biosferă — tanatocenoze ; 2, trecerea acestora în litosferă — tafocenoze ; 3, fosilizarea sau diageneza — orictocenoze.

Chiar prima fază, de tanatocenoză, subînţelege, mai ales în mediul marin, un grad variabil de alohtonie. Însă la scara timpului geologic dilema autohton / alohton devine fundamentală fiindcă condiţionează (Roger, 1974, p. 173) validitatea sau invaliditatea oricărui raţionament stratigrafic, paleoecologic şi paleogeografic (cu multiple implicaţii).

Analiza foraminiferelor mari din flişul carpatic extern şi din molasa getică este un exemplu pentru ilustrarea caracterului variat al remanierilor şi al efectelor lor negative.

Remanierile au fost guvernate în Carpați de diferiți factori : stratigrafici, tectonici, fizici. Între ultimii, factorul gravitațional a fost omniprezent. Sub raport spațial el a acționat în sens unic, dinspre regiuni topografic superioare către regiuni inferioare, adică dinspre uscat și zona litorală către depresiuni și fose.

Sub raport temporal există posibilitatea remanierilor simple, duble, triple, cu alte cuvinte al redepunerii în intervalul aceluiași etaj, al reluării într-un alt etaj al aceleiași serii, al re-resedimentării într-o altă serie a aceluiași sistem ... Reunirea materialului paleontologic este din ce în ce mai heteroclită și mai reziduală.

Asociațiile microfosile pierd astfel orice semnificație biostratigrafică sau paleoecologică directă. Ele reintră ca orictocenoze „regenerate" în cicluri noi, exhumare-transport-reîngropare, de durată variabilă, și suportă reinterveția proceselor de diageneză-litificare cu posibile, dacă nu inerente, substituiri chimico-mineralogice, recristalizări etc.

Deși prin semnificația lor directă aceste cenoze sînt false și înșelătoare, ele rămîn totuși utile prin interpretare indirectă. Pentru ele ar putea fi folosit termenul de *paleopseudocenoză* dacă acesta se dovedește un înlocuitor oportun al perifrazei echivalente de mai sus și fără un sinonim prioritar. În orice caz, termenul de *psephonecrocenoză* propus de Tasch (1953) are un conținut diferit.

BIBLIOGRAFIE

Bombiță G. (1963) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din România. Edit. Acad. R. S. România, 113 pg., București.

— (1968) Harta geologică a R. S. România sc. 1 : 200 000 foaia nr. 34 Pitești, Paleogenul — hartă și notă explicativă. Edit. Inst. Geol., București.

— (1973) Macroforaminifères des Carpates Orientales : leur position et leur signification stratigraphique. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 66, no. 2, p. 447—477, Bâle.

— Gheorghian Doina, Gheorghian Mușat (1972) Asupra semnificației microfaunelor paleogene din Transilvania de Sud. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, p. 177—185, București.

Dragoș V. (1952) Studiul geologic preliminar asupra văii Vîlsanului. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 17—24, București.

— (1953) Cercetări geologice asupra regiunii dintre Topolog și Olt. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 55—76, București.

— (1954) Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Doamnei și Rîul Tîrgului (Muscel). *D. S. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 313—320, București.

— (1955) Asupra structurii geologice a regiunii dintre rîul Topolog și valea Olănești. *D. S. Inst. Geol.*, XXXIX, p. 5—15, București.

Dumitrescu I., Săndulescu M. (1970) Carte tectonique de la Roumanie au 1000 000-e. Edit. Inst. Geol., București.

Feru M. (1978) Apele minerale de la Olănești. *Inst. Geol., St. tehn. și econ.*, E/13, București.

Filipescu M. G., Dragoş V. (1950) Vîrsta complexului gipsurilor inferioare din Subcarpaţi. *Rev. Natura*, ser. II, nr. 6, p. 27—33, Bucureşti.

Ghika-Budeşti Şt. (1940) La trangression tertiaire sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIII, p. 4—10, Bucarest.

Grozescu H. (1917) Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre rîul Tîrgului şi rîul Topologul. *D. S. Inst. Geol.*, VII, p. 307—314, Bucureşti.

— (1929) Quelques données sur „la klippe paléogène de Săcele". *C. R. Inst. Géol. Roum.*, VIII, p. 181—183, Bucarest.

Hristescu E. (1944) Contribution à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique (dépt. Vîlcea). *C. R Inst. Geol. Roum.*, XXVII, p. 105—110, Bucarest.

Iorgulescu T. (1953) Notă preliminară asupra rezultatelor micropaleontologice obţinute ... în judeţele Prahova, Dîmboviţa, Argeş şi Vîlcea. *D. S. Inst. Geol.*, XXXVII, p. 53—106, Bucureşti.

Iva Mariana (1971) Microfaune de la coupe type des Couches de Coruş. *Mém. Inst. Géol.*, XIV, Bucarest.

Lupu Denisa (1970) Rudişti campanieni de la Păteşti (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol.*, LV, p. 73—79, Bucureşti.

— (1971) Rudişti maestrichtieni de la Brezoi — Carpaţii Meridionali Centrali (Colecţia I. Popescu-Voiteşti). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, p. 21—27, Bucureşti.

Motaş I. (1954) Contribuţii la cunoaşterea faunei fosile de la Valea Muierească (Oltenia). *D. S. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 51—53, Bucureşti.

— Moisescu V. (1975) La faune de Mollusques tertiaires de la vallée de Muereasca (Dépression Gétique) et son importance biostratigraphique. *C. R. Inst. Géol.*, LXI/3, p. 77—108, Bucureşti.

Mrazec L. (1904 a) Asupra vîrstei Breciei de Brezoiu. *Bul. Soc. St.*, XIII/1 şi 2, p. 2, Bucureşti.

— (1904 b) Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales. *C. R. IX^e Congr. géol. internat. de Vienne*, p. 631—648, Wien.

— (1910) Ueber die Bildung der rumänischen Petroleum Lagerstätten. *C. R. Congr. Intern. du Pétrole, III-e Sesion*, T. II, p. 80—134, Bucarest.

Munteanu-Murgoci G. (1905) Tertiary formations of Oltenia ... *Journ. of Geol. Chicago*, XIII/8, p. 670—712, Chicago.

— (1908) Terţiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol.*, vol. I, p. 1—180, Bucureşti.

Murgeanu G. (1914 a) Recherches geologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanului (Mounténie occidentale). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI, p. 63—86, Bucarest.

— (1941 b) Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieures de Mounténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, p. 13—47, Bucarest.

— (1945) Deuxième note sur le Paléogène de Corbişori. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, p. 264—269, Bucarest.

Popescu B., Bratu Elena, Gheța N., Popescu Daniela (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești (Depresiunea Getică). *D. S. Inst. Geol.*, LXII, p. 265—278, București.

Popescu Gr. (1952) Notă asupra prezenței Senonianului superior de la nord de stațiunea Olănești. *Com. Acad. RPR*, II/11—12, p. 732—736, București.

— (1954) Cercetări geologice în regiunea Govora-Rm. Vîlcea-Olănești (Depresiunea Getică). *D. S. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 118—136, București.

— Patrulius D. (1968) Formațiunile cretacice de pe marginea nordică a depresiunii getice între valea Oltului și masivul Vînturarița. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/1, p. 335—345, București.

Popescu-Voitești I. (1909) Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre rîurile Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol.*, II, p. 207—282, București.

— (1910) Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépréssion gétique (Roumanie occidentale). *Ann. Inst. Geol. Roum.*, III/2, p. 275 — 372, Bucarest.

— (1911) Contributions à l'étude de la faune du calcaire nummulitique d'Albești (Muscel). *Ann. Inst. Géol. Roum.*, IV/1, p. 121—137, Bucarest.

— (1913) Cercetări în partea de vest a Depresiunii Getice. *Rap. activ. Inst. Geol. Rom.*, 1908—1909, p. 66—67, București.

— (1917) Observațiuni la comunicarea d-lui H. Grozescu : „Cîteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre rîul Tîrgului și rîul Topologul". *D. S. Inst. Geol.*, VII, p. 314—317, București.

— (1918) Pînza conglomeratului de Bucegi în valea Oltului cu date noi asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților meridionali. *An. Inst. Geol.*, VIII, p. 1—55, București.

— (1928) Contributions à la connaissance de l'extension des nummulites de grande taille dans les régions carpathiques en particulier et dans celles méditerranéennes en général. *Congr. géol. Intern. C. R.*, XIV, sess. Madrid, 1926, nr. 3, p. 1143—1170, Madrid.

— (1935) Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj*, V/2, p. 1—204, Cluj.

— (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bull. Soc. roum. Géol.*, V, p. 15—73, Bucarest.

— (1945 a) L'Oligocène de Rîul Doamnei. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, p. 257 — 259, Bucarest.

— (1945 b) L'âge des calcaires à Orbitoïdes de Corbșori. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, p. 259—262, Bucarest.

— (1945 c) L'âge des gypses inférieures. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, VII, p. 262 — 264, Bucarest.

Popovici-Hațeg V. (1896) Les couches nummulitiques d'Albești (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. France* (3), XXIV, p. 247—249, Paris.

— (1897) Straturile cu numuliți de la Albești (jud. Muscel). *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.*, vol. I, nr. 1, p. 34—37, București.

— (1898) Etude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaïa (Roumanie). Thèse, Paris.

Primics G. (1884) Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und der benachbaren rumänischen Gebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, VI, p. 283—315, Budapest.

Redlich K. (1899) Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzthales in Rumänien. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst.*, XLIX, Wien.

Reinhard M. (1910) Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului. *An. Inst. Geol.*, III, p. 165—223, Bucureşti.

Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 328—417, Bucarest.

Ştefănescu Gr. (1871) Marmura statuară din Valea Doamnei. *Rev. ştiinţ.* I, p. 242—247, 1864, Bucureşti.

— (1872—73) Schiţă de structura geologică a Văii Doamnei din districtul Muscel. *Rev. ştiinţ.* II, p. 342, Bucureşti.

— (1883 ; 1885) Geologia judeţelor Muscel şi Argeş în Relaţiune sumară de lucrările biroului geologic în campaniile anilor 1882, 1883 şi 1884. *An. Biur. Geol.*, vol. I (1883) şi II (1885), Bucureşti.

Ştefănescu Sabba (1884) Memoriu relativ la geologia judeţului Argeşiu. *An. Biur. Geol.*, pe anul 1883—84, II, p. 115—117, Bucureşti.

— (1894) L'âge géologique des conglomérats tertaires de la Muntenia (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. France* 3, p. 229—233, Paris.

— (1897) Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Thèse, Lille.

Tătărîm Niţa (1964 a) Contribuţii la cunoaşterea faunei paleogene de la Căpăţîneni (reg. Argeş). *An. Univ. Buc., Ser. St. Nat., Geol.-Geogr.*, XIII/2, p. 75—82, Bucureşti.

— (1964 b) Corelarea depozitelor eocene din depresiunea getică ... *An. Univ. Buc., Ser. St. Nat., Geol.-Geogr.*, XIII/1, p. 9—24, Bucureşti.

— (1965) Contribuţii la studiul stratigrafic al Paleogenului de pe Valea Doamnei (reg. Argeş) cu privire specială asupra foraminiferelor mari. *An. Univ. Buc., Ser. St. Nat., Geol.-Geogr.*, XIV/1, p. 53—64, Bucureşti.

— (1968 a) Vîrsta gresiei de Corbi din Paleogenul depresiunii getice. *Acad. RSR. Stud. cerc. geol.*, XIII/1, p. 157—165, Bucureşti.

— (1968 b) Eocenul superior de la Albeşti. *An. Univ. Buc., Ser. St. Nat., Geol.-Geogr.*, XVII/1, p. 47—51, Bucureşti.

— (1968 c) Luteţianul de pe Valea Puturoasă-Călimăneşti. *An. Univ. Buc., Ser. St. Nat., Geol.-Geogr.*, XVII/2, p. 79—87, Bucureşti.

— (1970) Eocenul din sud-vestul Transilvaniei ... *An. Univ. Buc., Ser. Geol.*, XIX, p. 119—139, Bucureşti.

— (1975) Studiul foraminiferelor mari din formaţiunile paleogene din regiunea Olăneşti-Cheia-Bărbăteşti. *An. Univ. Buc., Ser. Geol.*, XXIV, p. 91—96, Bucureşti.

— Iliescu Maria, Iliescu G. (1969) Contribuţii la stratigrafia Paleogenului din Maramureş. *An. Univ. Buc., Ser. Geol.*, XVIII, p. 147—165, Bucureşti.

— Rado Gertrude, Pană Ioana, Hanganu Elisabeta, Grigorescu D. (1977) Dobrogea de sud în Neozoic : biostratigrafie şi paleogeografie. *Acad. RSR. Stud. cerc. geol.*, XXII, p. 27—38, Bucureşti.

Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. 261 pg., Wien.

Wähner Fr. (1893) Inoceramenmergel von Albești bei Campolung (Kimpolung) in Rumänien. *Ann. d. k. k. Naturhist. Hofmus.* VIII/2, Notizen, p. 84—85, Wien.

Addenda

Brower J. (1965) Agglutinated Foraminiferal faunas from some turbiditic sequences I & II. *Proc. Koninkl. Nederl Akad. van Wetensch.*, Ser. B, 68, no. 5, p. 309—318 (I) ; 319—334 (II), Amsterdam.

Ksiazkiewicz M. (1961) Life conditions in Flysch basins. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, vol. 31, no. 1, p. 1—21, Krakow.

Kuenen Ph. H. (1963) Turbidity currents and organisms. *Ecl. geol. Helv.*, 62, p. 525—544, Bâle.

Migliorini C. I. (1946) L'età del macigno dell'Apennino ... e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi. *Boll. Soc. Geol., Ital.* 63, p. 75—90, Roma.

Natland M. L. (1963) Paleoecology and turbidites. *Journ. Paleont.*, 37, p. 946—951, Lawrence.

Raaf J. F. M. de (1968) Turbidites et associations sédimentaires apparentées I et II. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetensch.*, Ser. B, 71, no. 4, p. prov. 1—16 (I), 17—23 (II), Amsterdam.

Roger J. (1974) Paléontologie générale, p. 11—204 : Paléoécologie, Taphonomie, Masson et C-ie, Paris.

Stainforth R. M. (1952) Ecology of arenaceous Foraminifera. *The Micropaleontologist*, vol. VI, no. 1, Jan., p. 42—43.

Tasch P. (1953) Causes and paleoecological significance of dwarfed fossil marine invertebrates. *Journ. Paleont.*, 27/3, p. 356—444, Menasha.

DISCUȚII

M. Ștefănescu : Lucrarea autorilor reprezintă un rezultat valoros în ceea ce privește sintetizarea și paralelizarea tuturor datelor micropaleontologice existente pînă la această dată, ajungîndu-se în final la un tabel unitar ce va fi util muncii geocartografilor. În ceea ce privește denumirile litostratigrafice, sînt de remarcat următoarele : dacă pentru unele dintre ele, cum ar fi stratele de Vinețișu, care își păstrează componența litologică și poziția geometrică ca și în unitatea de unde au fost împrumutate, utilizarea lor în depresiunea getică este permisă, pentru altele în schimb, mai precis pentru stratele de Pucioasa, care ocupă o altă poziție geometrică decît în regiunea tip, utilizarea nu este indicată deoarece ar produce confuzii. Pentru acest din urmă caz considerăm că ar fi indicat să utilizeze o altă denumire litostatigrafică.

Răspuns (G. Bombiță) : La vest de rîul Buzău marnele de Pucioasa (cu intercalații de gresii de Fusaru-Krosno) urmează peste Orizontul disodilelor inferioare și suportă stratele de Vinețișu.

În Depresiunea getică formațiunea numită strate de (tip) Pucioasa este cuprinsă între conglomeratele de Cheia (vest) sau gresia de Corbi (est) în bază și gresiile de Muiereasca (vest) sau strate de Vinețișu (est) în acoperiș.

Din punctul nostru de vedere, gresia de Corbi este lenticulară în Orizontul disodilelor inferioare. Astfel stratele de (tip) Pucioasa din Depresiunea getică și stratele de Pucioasa propriu-zise din Carpații Orientali, fiind cuprinse între aceiași termeni, ar fi totuși sincrone.

Dacă, în același timp și cu referință strictă la caracterele lito-stratonomice ale stratotipului de pe valea Ialomiței, cele două formațiuni sînt mai mult sau mai puțin heteropice atunci corespondentul getic ar putea căpăta un alt nume. Propunem denumirea de *strate de Sălătrucel* după numele pîrîului și localității de la est de rîul Olt.

Pe paralela localității Jiblea, la vest dar mai ales la est de rîul Olt, pe afluenții de la nord și de la sud ai pîrîului Sălătrucel, stratele de Sălătrucel cu argile siltice de culoare închisă, cu gresii fără liant, cu marnocalcare și cu sferosiderite aflorează larg în litofaciesul lor caracteristic.

GRANDS FORAMINIFÈRES DE LA DÉPRESSION GÉTIQUE ET LES LIMITES DE LEUR ÉTUDE

(Résumé)

Introduction

En 1910, I. Popescu-Voiteşti a dénommée „Nummulitique gétique" les dépôts prédominant détritiques-terrigènes et riches en grands foraminifères éocènes qui affleurent dans les Sous-Carpates Méridionales entre Rîul Doamnei à l'est et le ruisseau Otăsău à l'ouest. Grâce à son proximité envers la capitale du pays, cette région a été une des premières de la Roumanie étudiée du point de vue géologique. Gr. Ştefănescu, S. Ştefănescu, V. Popovici-Haţeg, G. Munteanu-Murgoci et surtout I. Popescu-Voiteşti ont été les pionniers de la recherche du Nummulitique gétique.

Les études effectuées, ces derniers temps, dans la région ont démontré que les faunes de macroforaminifères contenues par les formations du Nummulitique gétique sont, en grande partie, résédimentées et qu'une datation exacte des formations peut être obtenue par les analyses micropaléontologiques complètes : macro-, microforaminifères et nannoplancton.

Le Nummulitique gétique (figure 1 et planche) représente une section de la couverture post-tectonique de la Nappe gétique, nappe mise en place pendant le Méso- et le Néocrétacé.

Il est représenté par deux faciès : l'un mollassique, ayant une grande aire d'affleurement entre Rîul Doamnei et le ruisseau Otăsău ; l'autre est le correspondant littoral, calcaire, du premier, les bien connus calcaires de type Albeşti, dans la plupart démantelés durant l'Oligocène et le Miocène. A présent leur aire de distribution est limitée à l'est de la région où ils constituent des témoins d'érosion.

Dans cet article, la dénomination de Nummulitique gétique est employée pour le faciès mollassique qui est en fait un produit de la chaîne carpatique cristalline-mésozoïque méridionale.

Le matériel de fond de l'étude est représenté par 84 ensembles de grands foraminifères recueillis à partir de 1957, et par les représentants caractéristiques des associations de microforaminifères et du nannoplancton.

I. Nummulitique gétique

Le tableau synoptique ci-joint (page 70) comprend les principaux éléments de l'article : les suites formationnelles au détail actuel de la cartographie géologique, illustrant leur équivalence entre les secteurs est et ouest ; ensuite les formes index des populations micropaléontologiques.

En ce qui concerne les datations au degré d'étage, dans la Dépression Gétique la situation est semblable aux suites paléogènes est-carpatiques, à savoir : à l'intérieur de l'Eocène les analyses indiquent un certain étage à des microfossiles résédimentées de l'etage ou des étages précedents ce fait étant dû moins ou nullement à la persistence des microfaunes ou à une insuffisante différenciation morphologique mais davantage ou exclusivement aux remaniements.

Le substrat invadé transgressivement par le Nummultique gétique représente surtout le Cristallin gétique et, par endroits, le Crétacé supérieur développé en trois faciès : à l'ouest du ruisseau Olt une alternance pararythmique du Campanien supérieur-Maestrichtien inférieur à *Diplomoceras subcompressum* et à une microfaune contenue par le tableau synoptique ; dans la région du ruisseau Olt, une suite mollassique monotone et peu intéressante du point de vue micropaléontologique, les grès et les conglomérats de Turnu ; dans la même région et vers l'est, les dépôts carbonatiques bioaccumulés (Gosau), à rudites, actaeonelles et algues, une plaque à caractère littoral-sous littoral et à extension, semble-t-il, autrefois régionale.

La mollasse nummulitique débute par brèches et conglomérats cuisiens de transgression, dont l'épaisseur oscille entre 200 et 800 m (Călimănești) ; suit une formation à marnes et grès en alternances rythmiques-pararythmiques (Olănești, 400—900 m) d'âge compréhensiv éocène moyen-éocène supérieur et dont les niveaux supérieurs représentent les Marnes à globigérines bien connues de tout l'Eocène supérieur carpatique. Celles-ci n'ont pas été que localement ménagées sous la base ingressive de l'Oligocène.

Au-dessus des marnes à globigérines la sédimentation est rédevenue détritique-grossire-terrigène en deux formations de l'Oligocène : Cheia à l'ouest (50—500 m) et Corbi à l'est (100—250 m). Ce sont des formations synchrones mais

Le Miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien inférieur) est représenté tent d'ailleurs deux faciès locaux (à l'ouest, respectivement à l'est) placés à la base d'une suite de marnes plus ou moins bitumineuses et de grès rupéliens-chattiens, dénommée de (type) Pucioasa (350—750 m).

Le Miocène inférieur (Aquitanien-Burdigalien inférieur) est représenté à l'ouest de la région par une puissante, quoique locale, accumulation grossière de roches détritiques (Muiereasca, 1 300 m) qui passe, vers l'est, dans une suite mince et flychoïde (Vinețișu-Podu Morii, 100—150 m). La formation suivante, de Gura Văii (750 m), est aussi une mollasse monotone, un terme latéral de l'ouest

aux disodiles supérieures de l'est (200 m d'argiles et d'argilites bitumineuses). Les dernières représentent la phase régressive avancée de la sédimentation, achevée par un paquet d'évaporites (gypses inférieurs).

Les formations oligo-miocènes sont ingressives dans toute la Dépression Gétique atteignant par endroits même le soubassement cristallin.

Enfin, les conglomérats de Măţău (Brebu), polygènes et faiblement cimentés, sont bien transgressifs en rappelant ceux de Călimăneşti par lesquels a débuté le Nummulitique gétique.

Malgré la richesse et la variété des faunes de grands foraminifères du Nummulitique gétique la mise en valeur de leur analyse est limitée et la signification reste indirecte.

En examinant le tableau synoptique annexé (page 70) on remarque :

1. Les âges basés sur les macroforaminifères peuvent être, à faux, plus anciens que les âges indiqués par les microforaminifères et le nannoplancton, à un ou deux étages pour le Paléogène et à trois ou quatre étages pour le Miocène inférieur.

2. L'âge des marnes de Căciulata (Maestrichtien inférieur à orbitoïdes) est hors de discussion.

3. Les conglomérats de Călimăneşti ont été datés éocènes inférieurs en base des associations de macro- et de microforaminifères à remaniements du Crétacé supérieur et, possible, du Paléocène.

4. Le dilemme autochtonie-alochtonie de la microfaune apparaît dès marnes d'Olăneşti. Ceux-ci contiennent une association mixte cuisienne-lutétienne de macroforaminifères et une population de microforaminifères lutétienne-priabonienne à remaniements plus anciens de un ou de deux étages. Le matériel remanié pourrait provenir de la zone littorale à sédiments faiblement consolidés, matériel transporté et redéposé avec celui contemporain (de l'Eocène moyen et supérieur).

5. A partir des conglomérats de Cheia de l'Oligocène ingressif, les associations de macroforaminifères sont certainement remaniées. Les couches de Cheia ont reçu le matériel d'une source cuisienne-lutétienne ; le grès de Corbi d'un relief littoral calcaire prédominant ou exclusivement priabonien.

6. L'Oligocène moyen-supérieur de Pucioasa contient des nummulites de tous les étages de l'Eocène ; le Miocène inférieur de Muiereasca et de Gura Văii comporte des macroforaminifères prédominant lutétiens et biarritziens, tandis que dans les conglomérats transgressifs de Măţău réapparaissent les associations renfermées par les grès et les conglomérats de Corbi-Cheia.

7. Ce sont quelques implications sur les restitutions paléogéographiques qui assurent, finalement, une justification à l'étude de plus de 80 ensembles de grands foraminifères.

Les associations contenues par les conglomérats de Cheia, le grès de Corbi, les grés des couches de Pucioasa et par les conglomérats de Măţău comportent des espèces caractéristiques de tous les étages de l'Eocène. Elles proviennent probablement des termes littoraux carbonatiques qui, au dessus du Crétacé supérieur en faciès de Gosau ont recouvert, sous forme de carapace plus ou moins continue, une grande partie du territoire des Carpates Méridionales.

La transgression éocène, poussant progressivement vers le nord ses zones de sédimentation littorale, a déposé les étages moyens et supérieurs sur des alignements de plus en plus septentrionaux envers les aires actuelles d'affleurement

de l'Eocène inférieur. Tous ces étages ont été d'abord ravinés par l'avancement ingressif de l'Oligocène et, ensuite, démentelés presque en totalité par la transgression du Miocène inférieur. Les populations de macroforaminifères ont souffert un rétamisage avant d'être rédéposées sur les versants de la dépression et vers son axe, où elles sont à présent rencontrées.

8. En rapportant l'épaisseur des sédiments de la mollasse gétique aux âges radiométriques indiqués pour les étages du Paléogène on peut conclure provisoirement que : pendant l'Eocène le taux de la sédimentation a été importante et assez égale dans les deux secteurs, variant autour de 25 cm/1 000 années. Font quand même exception les derniers 200—300 m des marnes à globigérines de l'Eocène supérieur à une sédimentation de 3 cm/1 000 années.

Durant l'Oligocène, celle-ci a diminué dans le secteur ouest à un taux modéré de 5,5—8 cm/1 000 années et dans le secteur est de 3—4 cm/1 000 années.

Au début du Miocène, dans le secteur ouest, dans les couches de Muiereasca et de Gura Văii, le taux a été particulièrement élevé, atteignant 40—45 cm/1 000 années !. En échange, il n'a été qu'approximativement 10 cm/1 000 années (réduit donc à 1/4) dans le secteur est (couches de Vineţişu-Podu Morii et Disodiles supérieures).

9. L'hypothèse de I. Popescu-Voiteşti (Madrid, 1928) sur l'existence d'une barrière (la Chaîne dacique) séparant dans la phase alpine laramienne une province nummulitique extracarpatique à *N. distans* et *N. irregularis* d'une province intracarpatique à *N. perforatus* et *N. millecaput* n'est plus d'actualité. A côté du fait que les deux groupes de nummulites en question ne sont pas synchrones, la présence des espèces *N. laevigatus, N. perforatus, N. millecaput* et *N. fabianii* est aujourd'hui prouvée aussi à l'extérieur des Carpates Méridionales.

II. Calcaires nummulitiques d'Albeşti-Muscel

Le lambeau de calcaires éocènes des environs du village d'Albeşti-Muscel représente l'un des plus importants témoins d'érosion de l'Eocène gétique sous faciès littoral. „La pierre d'Albeşti" a représenté dès le XIII^{e} siècle le matériel préféré pour les sections plastiques des édifices de valeur architectonique de la Valachie.

Elle fait partie de la classe des calcaires bioclastiques squelletaux déposés dans la zone littorale, donc dans un régime hydrodynamique très actif, à faune fortement déplasée et triturée.

Dans les carrières d'Albeşti (figure 2) on distingue trois horizons :

L'horizon supérieur de 6—7 m d'épaisseur a été le plus exploité. Il est rencontré aujourd'hui seulement comme des échantillons dans la carrière centrale du village d'Albeşti. Il représente un packstone faiblement terrigène (3% quartz), blanc-gris et à matrice réduite.

L'horizon moyen de 5—6 m d'épaisseur a été moins exploité. Il est le plus riche en restes fossiles : nummulites, dents de poissons, mollusques, échinoïdes et algues. La roche représente un calcaire poreux de type weakestone, gris-jaunâtre-rouille à zones rouges-violacées, à 5—8% quartz et à matrice plus riche que le précedent horizon. La plupart des affleurements-carrières de la région d'Albeşti exposent cet horizon.

L'horizon inférieur gris-bleuâtre, à épaisseur de 10—15 m, est à présent le plus préféré par les tailleurs en pierre, bien qu'il ne soit pas de la même

qualité que celui supérieur. Le quartz (5—6%) et les algues corallinacées sont fréquentes, la matrice plus développée et la roche plus poreuse et plus molle. Cet horizon est exploité jusqu'à sa base représentée par un calcaire gris-bleuâtre et mou en carrière.

Le substrat des calcaires d'Albești est représenté par le Maestrichtien inférieur marneux à *Globotruncana (gansseri, arca, fornicata, elevata)*, qui affluerent à 1 500 m distance au sud de la carrière centrale d'Albești.

Les dépôts transgressifs de l'Eocène contiennent, à part les représentants planctoniques remaniés du Maestrichtien, une microfaune de l'Eocène inférieur à *Subbotina linaperta, S. triloculinoides, S. frontosa, Morozovella aequa, M. marginodentata, M. lensiformis, M. subbotinae* et al.

L'horizon inférieur des calcaires contient, sur toute son épaisseur, des représentants de la zone à *N. planulatus* du Cuisien : *Nummulites planulatus, N. globulus, N. exilis, N. murchisoni, N. subdistans.*

L'horizon moyen, des calcaires poreux, est bien riche en formes mégasphériques de *N. distans* et de *N. murchisoni* associées à rares exemplaires de *N. irregularis, N. planulatus, N. rotularius* et *Operculina gigantea.* Il représente le Lutétian basal, sinon même le passage Cuisien-Lutetien.

L'horizon supérieur, des calcaires blancs, aujourd'hui épuisé, se caractérise presque par le même contenu : association à *Nummulites distans* et *N. murchisoni* comme espèces prédominantes.

On n'a pas rencontré, jusqu'à présent, dans la région d'Albești, des éléments paléontologiques *in situ* sur la base desquels on pourrait démontrer l'existence de l'Eocène supérieur.

L'horizon de calcaires éocènes à *N. distans* d'Albești supporte, même dans le périmètre des carrières et de la localité d'Albești, soit l'Oligocène bitumineux disodilique et ingressif, soit le Néogène marno-siltique gris-jaunâtre-ocre ou gris-bleuâtre à intercalations sablonneuses minces, faiblement litées et à contenu micropaléontologique assez hétérogène. Celui-ci comprend, à côté des espèces de *Globotruncana* remaniées du Maestrichtien inférieur et des rotalides, globigérines et globorotalies de l'Eocène inférieur (-moyen), un ensemble riche de nummulites et de discocyclines de même âge.

Les plus jeunes représentants de la microfaune sont les ostracodes marines de type badénien (inférieur ?).

Quelques autres affleurements calcaires de type Albești ménagés par l'érosion ont été egalement étudiés.

A Bogăteşti-Bilceşti (figura 3) sur la vallée d'Argeşel, dans la carrière d'Oieia, le Cénomanien supérieur à *Rotalipora turonica* et *R. montsalvensis* (à Albeşti celui-ci représente, probablement, le substrat du Maestrichtien inférieur) supporte une lentille de calcaires nummulitiques à *N. distans* équivalents et synchrones à l'horizon moyen des carrières d'Albești.

A „Gura Cernatului", au confluent de la vallée Cernatu avec le ruisseau Doamnei, on doit avoir en vue deux situations stratigraphiques : d'une part, un lambeau de calcaires bioclastiques à nummulities *(N. partschi, N. burdigalensis, N. praelucasi, N. distans)* équivalents et synchrones à l'horizon inférieur de la carrière d'Albești, mais à litho- et biofaciès plus proches des calcaires de Turnu Roşu-Porceşti ; d'autre part, les conglomérats massifs oligocènes en contact ingressif avec le Cristallin, à *N. globulus* et *N. burdigalensis* en position allochtone.

Addenda (G. Bombiță)

Les résultats de l'analyse des faunes de macroforaminifères de la mollase gétique sont tout autant peu encourageants que ceux des dépôts de flysch éocène des Carpates Orientales (Bombiță, 1973).

Les différences entre ces deux catégories sédimentaires, le flysch orogène et la mollasse postorogène, s'adoucissent dans les Carpates quand les deux faciès sont analysés du point de vue paléoécologique. Pour toutes les deux il s'agit du même jeu entre les facteurs terrigène et océanogène, le premier étant bien plus prévalent et subordonnant le deuxième marin-biogène.

La coexistence des associations de macroforaminifères du benthos calcaire littoral, contenues par la fraction grossière des rythmes, en alternance avec des associations de foraminifères agglutinants batiaux-abisaux à structure simple, recelés par la fraction pélitique des rythmes, donnent naissance à un contraste paléoécologique flagrant.

Ce contraste est dû aux résédimentations tout à fait fortuites, à grandes profondeurs, des sédiments déposés initialement sur les pantes littorales.

L'eau à suspences turbulentes est incompatible à la profusion de la vie.

Les associations de microfossiles remaniées du I^{er} ordre (dans le même étage), du II^{e} ordre (dans un étage plus nouveau de la même série), du III^{e} ordre (dans une série plus nouvelle du même système) ... perdent leur signification biostratigraphique et paléoécologique directe. Elles rentrent, comme des oryctocénoses „régénérées", en cycles nouveaux exhumation-transport-réinhumation, de durée variable, et supportent la réintervention des processus de diagenèse-litification à possibles, même inhérentes, substitutions chimico-minéralogiques, récristalisations etc. Par leur signification directe ces cénoses sont fausses et trompeuses. Elles sont toutefois utiles seulement par interprétation indirecte. Pour elles, on propose le terme de *paléopseudocénose* si celui-ci s'avère un opportun remplaçant de la périphrase équivalente citée ci-dessus et sans avoir un synonyme prioritaire.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

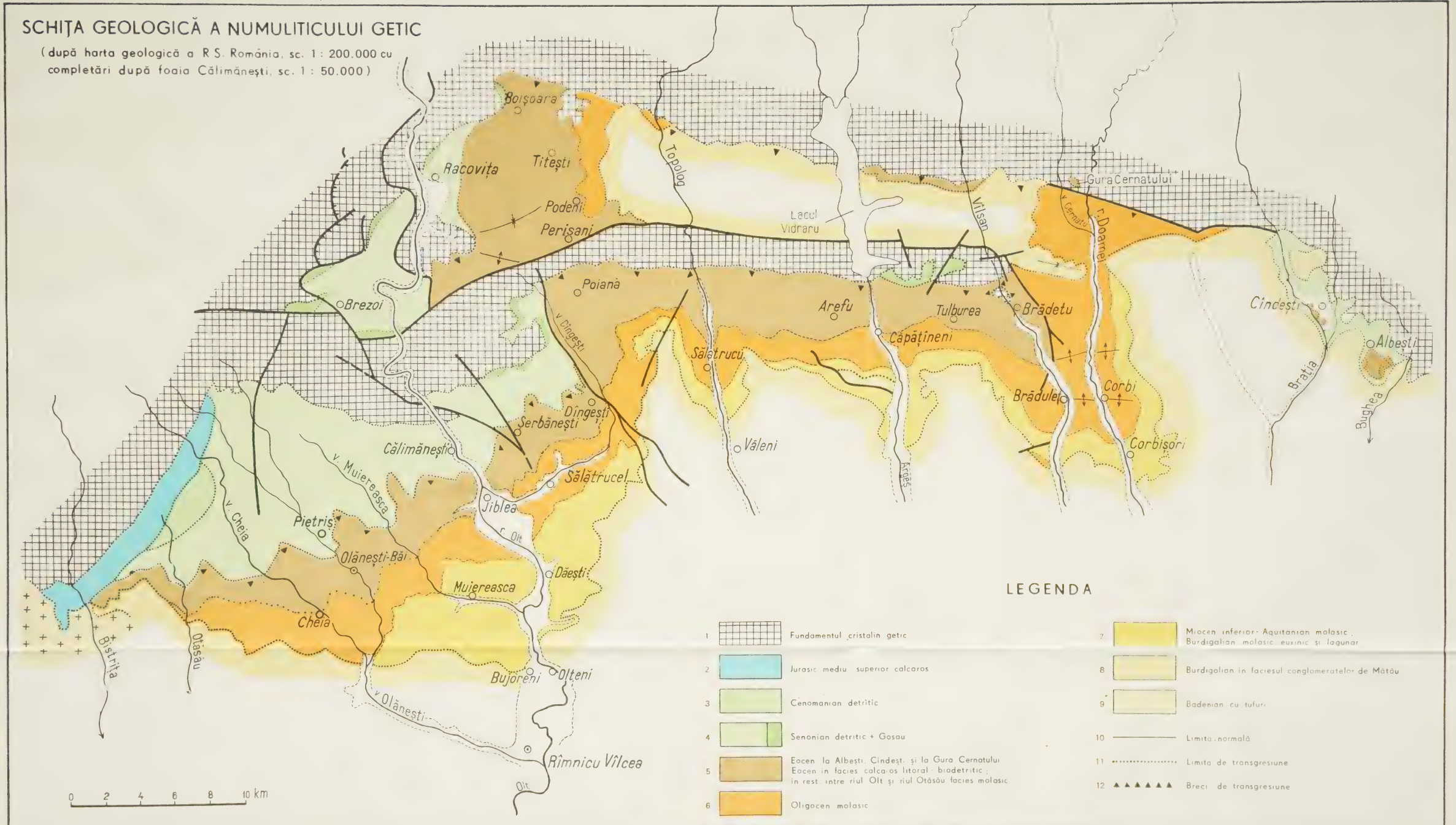
Esquisse géologique du Nummulitique gétique (d'après la carte géologique de la Roumanie au 1:200 000^{e}, complétée des données de la feuille Călimănești au 1:50 000^{e}).

1, Soubassenment cristallin gétique ; 2, Jurassique moyen-supérieur calcaire ; 3, Cénomanien détritique ; 4, Sénonien détritique + Gosau ; 5, Eocène : à Albești, à Cîndești et à Gura Cernatului — Eocène en faciès calcaire littoral-biodétritique : au reste, entre les ruisseaux Otăsău et Doamnei, facies molassique. 6, Oligocène molassique ; 7, Miocène inférieur : Aquitanien molassique, Burdigalien molassique, euxinique et lagunaire ; 8, Burdigalien en faciès des conglomérats de Mățău ; 9, Badénien à tufs ; 10, limite normale ; 11, limite de transgression ; 12, brèches.

G
Capa

SCHIȚA GEOLOGICĂ A NUMULITICULUI GETIC

(după harta geologică a R.S. România, sc. 1 : 200.000 cu completări după foaia Călimănești, sc. 1 : 50.000)



LEGENDA

1. Fundamentul cristalin getic
2. Jurasic mediu superior calcaros
3. Cenomanian detritic
4. Senonian detritic + Gosau
5. Eocen la Albești, Cîndești și la Gura Cernatului. Eocen în facies calcaros litoral - biodetritic ; în rest, între riul Olt și riul Otăsău facies molasic
6. Oligocen molasic
7. Miocen inferior - Aquitanian molasic, Burdigalian molasic euxinic și lagunar
8. Burdigalian în facies conglomeratelor de Mătău
9. Badenian cu tufuri
10. Limita normală
11. Limita de transgresiune
12. Breci de transgresiune

mprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

STUDIUL STRATIGRAFIC ȘI TECTONIC AL FLIȘULUI CRETACIC ȘI PALEOGEN DINTRE VALEA TURIA ȘI VALEA CASINULUI (NORD TÎRGU SECUIESC) [1]

DE

ION C. BUCUR [2]

Flysch. Cretaceous. Paleogene. Tectonics. Lithostratigraphy. The East Carpathians. The internal flysch zone. The Bodocului Mountains. The Ciucului Mountains. The external flysch zone. The Oituzului Mountains.

Abstract

Stratigraphic and Tectonic Study of the Cretaceous and Paleogene Flysch between the Turia and Casin Valleys (North of Tîrgu Secuiesc). The geological study of the Cretaceous and Paleogene flysch from the Casin-Turia region (inner zone of the East Carpathians) carried out between 1961—1970, led to a new geological image of this region, previously researched by minute works. Tectonically the Cretaceous flysch is made up of the following overthrust nappes : Ceahlău ; Palanca-Teleajen ; Macla-Zagon ; Toroclej and Audia, while the Paleogene flysch belongs to the Middle-Marginal Nappe. Each unit is made up of a sequence of deposits included within the Hauterivian-Senonian (Cretaceous flysch) and Eocene-Oligocene time interval (Paleogene flysch). The present tectono-structural disposal is the result of the following phases of Alpine diastrophism : Austrian, sub-Hercynian, Laramian and Styric, which led to the formation of several successive overthrusting nappes developed in thresholds from west to east. It seems that these thresholds would correspond to geophysical anomalies (gravimetric, magnetometric and spatial seismometric). Excepting the Audia Nappe and partly the Toroclej Nappe where scale folds are found, the intimate structure of the above mentioned nappes is of plicative, isocline type with eastern dipping, the sedimentary formations being frequently affected by faults parallel with the main overthrusting lines.

[1] Lucrare de doctorat restructurată de autor în vederea publicării.

[2] Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coralilor nr. 20, București.

TABLA DE MATERII

Pa

Abstract 9

I. Introducere 9

A) Cadrul morfologic 10

B) Istoricul cercetărilor 10

1. Cercetări geologice de suprafață 10

2. Cercetări geofizice 11

II. Stratigrafie 11

A) Unitatea de Ceahlău 11

1. Flișul de Sînmartin-Bodoc 11

B) Unitatea de Palanca-Teleajen 1

1. Strate de Bela-Petriceni 1

2. Gresia de Cotumba-Tătaru 1

3. Strate de Turia 12

4. Strate de Lutu-Roșu 1

C) Unitatea de Macla-Zagon 1

D) Unitatea de Toroclej 1

E) Unitatea de Audia 1

1. Stratele de Audia 1

Orizontul șistos cu sferosiderite 1

Orizontul gresiilor glauconitice 1

2. Orizontul argilelor roșii cu tufite 14

F) Unitatea Medio-marginală 1

Faciesul de Tarcău 1

1. Orizontul gresiei de Tarcău 1

2. Strate de Podu-Secu 1

Faciesul de Pucioasa-Fusaru 1

1. Orizontul bazal al gresiei de Fusaru 1

2. Orizontul marnocalcarelor bituminoase și al menilitelor 1

3. Stratele de Pucioasa-Fusaru 1

4. Orizontul gresiei de Fusaru 1

5. Stratele de Vinețișu 1

Faciesul de Slon 1

G) Roci eruptive 1

H) Depozite cuaternare 1

Pag.

III. Tectonica 162
A) Unitatea de Ceahlău 166
B) Unitatea de Palanca-Teleajen 167
C) Unitatea de Macla-Zagon 170
D) Unitatea de Toroclej 171
E) Unitatea de Audia 172
F) Unitatea Medio-marginală 174
IV. Date paleontologice privind elementele de macrofaună din regiunea Turia-Casin 175
Concluzii 177
Bibliografie 178
Rézumé 185

I. INTRODUCERE

Studiul formațiunilor ce alcătuiesc catena Carpaților Orientali a fost una din preocupările de prim interes ale cercetătorilor noștri încă din perioada de început a școlii geologice românești. Acordîndu-i-se astfel o anumită prioritate, firesc a fost ca literatura geologică să se îmbogățească destul de repede, mențiunile făcute, cu rare excepții, vizînd evoluția cunoașterii întregei catene. Una dintre aceste excepții este regiunea de care ne ocupăm în lucrarea de față.

Într-adevăr, în anul 1960 cînd am început documentarea asupra bazinului hidrografic al pîrîului Casin, am constatat că problemele sale geologice au fost abordate, aproape în totalitate, numai într-un cadru cu totul general sau mai exact spus, în această regiune de aproximativ 400 kmp, ce aparține județelor Covasna și Harghita, nu se executase o cercetare de detaliu.

În această ordine de idei trebuie menționat că deși primele informații asupra regiunii Turia-Casin au totuși o vechime mare (1833), evoluția cunoașterii sale geologice marchează etape mai importante la intervale mari de timp. Argumentînd afirmația, vom menționa că între debutul cercetării și trasarea primelor jaloane geologice moderne (1931), se scurge aproape un secol, perioadă în care Cretacicul văii Casinului, aparținea, după unii autori, faciesului gresiei carpatice de vîrstă neocomiană. Divizarea cronostratigrafică și urmărirea sa într-un cadru regional, dar fără vreo referire la valea Casinului, se va realiza (1921—1931) abia după aproape cinci decenii, literatura consemnînd astfel apariția, în Carpații Orientali, a unor termeni noi ca : Barremian, Apțian sau Gault-Cenomanian.

Pentru regiunea de care ne ocupăm acestea au fost primele două etape ale preocupărilor geologice, cea de a treia, actuală, fiind începută

între anii 1955—1960, date la care și mai ales după care, problemele geologice ale flișului cretacic și paleogen, enunțate în cadrul regional, sînt reluate în studiu și detaliate. În această ultimă perioadă are loc și debutul preocupărilor noastre în Carpații Orientali, mai întîi într-un sector al flișului cretacic și paleogen, delimitat în nord de valea Uzului și spre sud de depresiunea Bretcu-Tîrgu Secuiesc și ulterior în altele.

Complexitatea unor probleme geologice cu care am fost confruntați de-a lungul unui deceniu de cercetări de teren și laborator, ne-a determinat să executăm în bazinul Casinului, revizuiri în cîteva etape și concomitent să executăm recunoașterea profilelor importante din lungul Carpaților Orientali. Obținerea de date suplimentare din sectoare limitrofe sau îndepărtate, ne-au fost necesare întrucît stratigrafia și tectonica regiunii Turia-Casin se prezenta într-o imagine nouă, argumentarea și viabilitatea concluziilor la care am ajuns fiind condiționată de cît mai multe dovezi.

Cît privește partea nordică a regiunii Turia-Casin, delimitată de pîrîul Bela și de împrejurimile localităților Plăieși și Casinul Nou, aceasta a fost cercetată și de Șt. Albu (1961)[3], K. Müntz (1961)[4] și D. Turtureanu (1962)[5].

Rezultatele geologice la care am ajuns, la sud de pîrîul Bela ca și la nord de această vale, în sectorul Plăieși-Casinul Nou, anterior sau concomitent, (Bucur et al. (1961)[6] cu autorii citați mai sus, ne-au oferit prilejul să confirmăm unele opinii, să aducem completări sau să prezentăm date ce au schimbat imaginile stratigrafice și tectonice prezentate în lucrările autorilor citați mai sus.

Toate acestea ca și lucrarea de față au fost posibile cu aportul și contribuția generoasă pe care am primit-o de la :

Profesorii Facultății de geologie din cadrul Institutului de mine din București, eminenți continuatori și deschizători de noi orizonturi în școala noastră geologică, care și-au îndrumat cu competență și pasiune viitorii discipoli. Pentru aceasta și în semn de omagiu îmi exprim întreaga gratitudine profesorilor mei N. Petrulian; G. Murgeanu; L. Pavelescu; M. Paucă; L. Steclaci-Buzilă; dr. D. Patrulius; geolog I. Motaș precum și regretaților profesori G. Macovei; A. Codarcea, N. Oncescu, G. Cernea.

Conducerea instituției (I.P.G.G.H.) unde-mi desfășor activitatea de 25 de ani, care consideră o datorie de onoare încurajarea și susținerea unor astfel de preocupări. Este prilejul de a-mi aminti tot acum, de regretații profesori N. Grigoraș și dr. J. Gherman, figuri proeminente ale activității de prospecțiuni și explorări geologice pentru hidrocarburi, prestigioși îndrumători ai multor geologi și geofizicieni petroliști.

Conducerea I.C.P.P.G. București și dr. I. Costea, dr. R. Mutiu, geolog T. Dăneț cu al căror concurs ne-am realizat lucrările de laborator.

[3], [4], [5] Arh. I.P.G.G.H., București.

[6] Arh. I.P.G.G.H., București.

Profesorul T. Joja și conf. V. Lăzărescu sfătuitori atît de utili mie în timpul pregătirii și finalizării activității de doctorat.

Profesorul I. Dumitrescu conducătorul meu științific care m-a sprijinit și îndrumat permanent în perioada finalizării lucrării de față. Deși scurtă, perioada de doctorat desfășurată sub conducerea și îndrumarea d-sale a reprezentat pentru mine un alt prilej de a mă înarma cu utile învățăminte, pentru care îi voi rămîne sincer și permanent recunoscător.

Colegii de la I.P.G.G.H. și I.G.G. cu care am comportat fructuoase discuții privind descifrarea complicatului eșafodaj geologic al Carpaților Orientali, conștient fiind că numai pe această cale se poate ajunge la concluzii viabile.

Dacă rezultatele la care am ajuns se înscriu cu un aport la cunoașterea geologică a Carpaților Orientali, meritul revine în egală măsură și celor menționați, dar în special celor care mi-au îndrumat preocupările ca student-geolog și apoi ca geolog, insuflîndu-mi crezul pasiunii, perseverenței și probității profesionale. Acum mi se oferă o nouă și plăcută împrejurare de a le aduce mulțumiri.

Închei aceste rînduri cu dragoste și recunoștință pentru cei mai apropiați și devotați — familia mea — care a înțeles că realizarea acestei lucrări și a intențiilor mele, înseamnă sacrificii și renunțări.

A) Cadrul morfologic

Regiunea Turia-Casin amplasată în zona de racordare a celor trei ramuri muntoase, Ciuc, Bodoc și Uz-Oituz, prezintă unele particularități morfologice și hidrografice care-i determină individualizarea față de zonele montane învecinate.

Într-adevăr, privită din înălțimile înconjurătoare, regiunea prezintă unele elemente contrastante. Astfel, laturile sale muntoase vestice și estice, marcate de înălțimi între 1 200—1 400 m, cu pante abrupte și cu înscriere aproape rectilinie pe direcția nord-sud, sînt unite printr-o creastă muntoasă mediană, de aceeași importanță (Țețelea-Covașul-Pietros), sugerînd astfel înscrierea în natură a literei alfabetice H, tăiată într-un singur punct de valea Casinului.

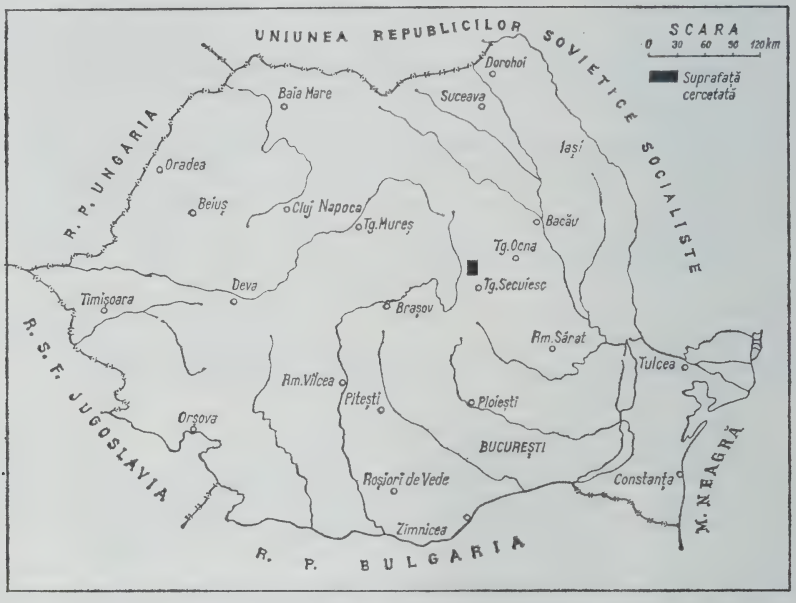
Un alt element îl constituie existența la extremitatea de nord și sud a regiunii, a două depresiuni deosebite ca dimensiuni și anume : Bretcu-Tg. Secuiesc în sud și Plăieși-Iacobeni în nord, elementul comun pentru ambele depresiuni fiind depozitele cuaternare.

Păstrîndu-ne același cadru general, mai constatăm că, contactul dintre depresiunile amintite și formele de relief înconjurătoare se realizează în mod diferit. Astfel, culmile muntoase iau contact cu depresiunea Bretcu-Tg. Secuiesc prin intermediul unor pinteni care-și pierd continuitatea în mod brusc. Acest fenomen se poate constata în special în cazul pintenului morfologic Poian-Sînzieni, format din gresiile eocene de Tarcău.

Situații similare se întîlnesc apoi între Valea Seacă și Turia, cu deosebirea că în acest sector, pintenii sînt alcătuiți din depozite de

vîrstă cretacică a căror componență litologică a permis o eroziune mai avansată a lor.

În cazul celei de-a doua depresiuni, Plăieși-Iacobeni, trecerea către relieful montan se realizează altfel și anume, prin interpunerea unor terase suspendate, așa cum este cazul la est și la vest de Plăieși, în continuare întîlnindu-se cîteva trepte morfologice, cu pante mai puternic înclinate.



Schiță cu amplasarea zonei cercetate.
Esquisse avec l'emplacement de la zone étudiée.

Rețeaua hidrografică este dominată de pîrîul Casin care își are izvoarele în culmile înalte de la sud de valea Uzului, în dreptul punctului Ocloș. Valea pîrîului Casin, ca principal colector prezintă unele caracteristici demne de reținut. Pe tot parcursul său de la izvoare și pînă în dreptul localității Sînzieni, deci în partea sa superioară și mediană, el străbate un relief alcătuit din roci de duritate variabilă și înălțimi ce depășesc 800—1000 m. Albia sa împreună cu șesul aluvial, sînt de regulă de ordinul a cîtorva zeci de metri lărgime, exceptînd sectorul Plăieși-Iacobeni unde aceasta ocupă suprafețe mult mai întinse.

Urmărind cursul aceluiași pîrîu pînă în perimetrul comunei Plăieși, se constată că aici sîntem în prezența unui fenomen de captare, destul de recent. Într-adevăr, în acest loc, valea Casinului ocolește acum pe la vest un important mamelon, amplasat în mijlocul depresiunii Plăieși-Iacobeni și format din depozitele flișului cretacic. La estul aceleiași forme de relief, puternic erodată, se poate recunoaște și vechiul traseu al văii.

Imediat la sud de pîrîul Cetății, pîrîul Casin începe să schițeze, întîi timid, iar apoi tot mai pregnant, meandre complicate, deși versanții, ca și structura intimă a sedimentarului lor, ar trebui în mod normal să-i impună un alt regim de curgere. Acest fenomen se explică însă prin influența pe care o manifestă apropierea cursului său de depresiunea Bretcu-Tg. Secuiesc unde regimul hidrodinamic este dominat de legi specifice acestei mari unități geomorfologice.

B) Istoricul cercetărilor geologice

1. Cercetări geologice de suprafață

Considerăm că înaintea consemnării unor date de detaliu, este necesară prezentarea sintetică a concepțiilor geologice importante, în lumina cărora s-a abordat, etapă de etapă, descifrarea stratigrafiei și tectonicii Carpaților Orientali.

În acest scop avem în vedere numai opiniile care se referă la domeniul flișului cretacic și parțial la cel paleogen median, precizînd că orice încercare de acest gen, trebuie să aibă ca punct de plecare ideile lui Uhlig (1903—1907), cu privire la evoluția tectonică a catenei Carpaților.

Într-adevăr, separarea de către acest autor a pînzelor beskidică și subbeskidică a creat premisele necesare înțelegerii geologice cît mai apropiate de realitate a acestui lanț de munți, concluziile constituind puncte de plecare pentru lucrările ce au urmat.

În sectorul carpatic românesc, ideile lui Uhlig la început, nu au fost acceptate în unanimitate, astfel că cercetarea sa geologică va înregistra, pînă în jurul anului 1930, două direcții, axate, prima pe ideea structurii normale a formațiunilor de fliș, iar a doua pe existența pînzelor de șariaj.

Potrivit primei idei susținută de Atanasiu, în primul deceniu al secolului XX și mai ales de Macovei și Macovei cu Atanasiu pînă în jurul anului 1930, sedimentarea în geosinclinalul cretacic s-a manifestat neîntrerupt începînd din Valanginian și pînă în Apțian inclusiv, fazele de cutare generînd structuri de tip plicativ și falii. Ultimii doi autori susțin de asemenea existența unei lacune de sedimentare în timpul Albianului și Vraconianului, care se va manifesta în opinia acelorași autori în multe sectoare carpatice chiar și în timpul Cretacicului superior. Cît privește evoluția geosinclinalului domeniului paleogen, aceiași autori susțin că el începe să funcționeze ca atare și pe tronsoane în Cretacicul superior și mai ales în Paleogen, prilejuind astfel depunerea unor serii sedimentare, de obicei detritice. Concepția pînzistă puternic manifestată imediat după 1930, care a constituit o dezvoltare a ideilor lui Uhlig, a fost susținută pentru prima dată de Mrazec și Voitești, acești autori pledînd pentru existența pînzelor succesive dezvoltate pe direcția vest-est.

De menționat că de numele lui Mrazec este legată de asemenea ideea migrării geosinclinale (polaritate — Auboin, 1959—1965) și a

subîmpingerii domeniului cratonic (est-european) sub geosinclinalul flișului carpatic, iar de cel al lui Voiteşti, gruparea unităților în pînză de șariaj, în literatura noastră apărînd astfel pentru prima dată (1921) noțiuni de Dacide-Moldavide cu semnificații strict tectonice. Concomitent cu aceste idei, în literatura noastră, o largă circulație a avut și noțiunea de zonalitate, potrivit principiului că se poate vorbi de o zonă internă, mediană și marginală în funcție de poziția pe care o ocupă formațiunile de fliș față de domeniul șisturilor cristaline din Carpații Orientali. Athanasiu (1908) este primul geolog care introduce noțiunea de zonă internă și marginală, între aceste noțiuni Macovei (1923) plasează pe cea mediană.

Trebuie adăugat că ideea zonalității, vehiculînd și după 1930, a produs mult mai multe confuzii decît clarificări.

O cunoaștere și un progres rapid se înregistrează în cuprinsul acestei catene, imediat după acceptarea ideii existenței pînzelor de șariaj (1927).

În această ordine de idei, vom nota mai întîi aportul lui Murgeanu (1934) cu privire la stratigrafia și tectonica pînzei interne și cel adus de Filipescu începînd cu 1934, în cuprinsul aceluiași domeniu de la curbura carpatică.

Fundamentarea teoretică a sedimentogenezei, structogenezei și tectogenezei flișului paleogen se va realiza apoi de către Atanasiu care își va consemna observațiile în lucrările apărute în 1943 și 1952.

Puțin mai tîrziu și pornind de la concepțiile lui Atanasiu, Băncilă (1952—1955), Dumitrescu (1952), Joja (1952—1954) Grigoraș (1955), Pătruț (1955), întregesc și extind imaginile tectonice conturate de Atanasiu în alte sectoare din Carpații Orientali, identificîndu-se astfel o serie de unități tectonice în tot lungul Carpaților Orientali.

Anul 1955, marchează apariția unor alte lucrări de sinteză privind stratigrafia și tectonica Carpaților Orientali.

Cronologic, vom menționa lucrările lui Filipescu (1955), care pledează pentru existența unei mari pînze interne (cu 2 digitații) în flișul cretacic și pentru 2 pînze — mediană și marginală — în flișul extern paleogen.

Băncilă (1958), prezintă apoi sinteza Carpaților Orientali, susținînd pentru flișul cretacic, existența a trei unități, și a uneia singure în cuprinsul celui paleogen, aceasta din urmă șariind un (para) autohton unic, alcătuit din depozite cretacice, paleogene și miocene. Autorul pledează de asemenea pentru suprapunere și continuitate structurală pe verticală, explicînd în același timp, fenomenul subîmpingerii nu printr-o coborîre lentă a Vorlandului platformei ci, printr-o afundare (îngropare) rapidă a sa, în zonele adînci, sub geosinclinalul carpatic.

Anul 1962 marchează începutul (debutul se realizează în 1958 la Kiev) apariției unei alte serii de lucrări privind descifrarea tectonicii întregului teritoriu al țării noastre, plasînd astfel cunoașterea sa geologică pe o treaptă și mai superioară.

Aceste lucrări aparţin mai multor geologi care şi-au desfăşurat activitatea sub îndrumarea lui Dumitrescu (1962, 1968, 1969, 1974). Pornind de la principiul vîrstei cutărilor şi al consolidărilor, autorii separă regiuni structurale de tip platformă şi un structogen alpin de tip geosinclinal.

Referitor la Carpaţii Orientali, Dumitrescu et al. (1962, 1969, 1971), menţionează că depozitele de fliş au o grosime mare, aparţinînd din punct de vedere tectonic grupului pînzelor Dacide şi Moldavide la alcătuirea cărora iau parte unităţi tectonice, respectiv pînze complexe de gradul II, fără soclu, responsabil în geneza lor fiind fenomenul de forfecare intens manifestat la baza seriilor plastice şi decolarea gravitaţională la care se asociază subîmpingerea domeniului cratonic.

În primele etape autorii consideră că grupului dacidic îi corespund 3 unităţi, acestui punct de vedere autorii aducîndu-i completări începînd cu 1968 prin înglobarea flişului curbicortical, al flişului de Macla şi cel al şisturilor negre la grupul Moldavidelor şi restrîngerea Dacidelor, Carpaţilor Orientali numai la unitatea de Ceahlău.

Încercarea de sinteză structurală a Carpaţilor în totalitate şi în conexiuni cu catenele învecinate prilejuieşte lui Săndulescu (1975), emiterea unor idei noi. În ceea ce ne priveşte autorul consideră că pînza de Ceahlău, născută în tectogeneza intrasenoniană, aparţine Dacidelor externe. Cît priveşte grupul Moldavidelor, respectiv tronsonul oriental, acestea au o mare dezvoltare, la marginile extreme găsindu-se, în vest flişul curbicortical şi în est, cutele marginale. Mai reţinem pentru lucrarea noastră, limitarea pînzei de Macla la zona de curbură şi înglobarea stratelor de Toroclej la pînza flişului curbicortical, idee exprimată de autor începînd cu 1965 şi în concordanţă cu opinia lui Gherman şi Solcanu (1959—1969).

Încadrarea regiunii Turia-Casin, în contextul concepţiilor structurale şi tectonice cu largă acceptabilitate şi de dată recentă, (Dumitrescu et al. 1962—1971 ; Băncilă 1958) faţă de care încercăm referiri, nu se realizează integral, în special în partea cea mai externă a flişului cretacic şi a celui paleogen intern. În această ordine de idei, cercetările noastre susţin şi atestă argumentat, că între unitatea de Audia şi cea de Palanca-Teleajen (Bucur, 1968—1969) sînt cantonate faciesuri litologice cu caracteristici proprii, fapt care le creează o individualizare cronostratigrafică şi tectonică.

În cazul de faţă ne putem plasa probabil în prelungirea către nordul Carpaţilor Orientali a flişului de Macla-Zagon şi către sudul aceleiaşi catene (dar cu alte semnificaţii tectonice) a flişului de Toroclej, separat pentru prima dată în valea Bicazului. Aceste noi date, completează cadrul geologic general exprimat de diverşi autori. În legătură cu aceste probleme vor fi făcute menţiuni de detaliu în capitolele următoare ale lucrării de faţă.

Cît priveşte preocupările geologice legate strict de regiunea Turia-Casin, acestea sînt foarte puţine, întrucît acest sector a început să fie afectat de lucrări geologice de detaliu, abia după 1950. Din această cauză

ne vom referi și la unele lucrări regionale în care sînt exprimate opinii ce interesează regiunea noastră.

Dintre lucrările cu caracter regional vom cita mai întîi, pe cea întocmită de Lilienbach (1833) cu care ocazie autorul face cîteva menţiuni asupra părţii sudice a regiunii Turia-Casin, consemnînd printre altele existenţa unui lambou de tufuri trahitice în zona muntelui Büdos și a „gresiei carpatice" care mărgineşte cîmpia Tg. Secuiesc.

Consemnăm apoi apariţia la Viena a monografiei bazinului Transilvaniei întocmită de Hauer și Stache (1863) în care se menţionează că dealul Balvanioș este constituit din trahit de culoare roșie, alături de care apar trahite albe și fragmente de șisturi argiloase de culoare ocru-brun.

Anul 1878 marchează pentru partea internă a curburii Carpaţilor Orientali, o nouă etapă a descifrării geologiei unui ţinut intitulat de către Herbich „Das Szeklerland". La data apariţiei, lucrarea lui Herbich a reprezentat indiscutabil un important pas înainte. Ceea ce anterior, în bazinul văii Casinului, Lilienbach denumea „gresia carpatică", în accepţiunea lui Herbich corespunde acum la „gresie carpatică neocomiană" care ocupă suprafeţe întinse în bazinele văilor Casin, Turia și a Pîrîului Primejdios. Această vîrstă a fost acordată de autor pe baza unui exemplar de amonit descoperit de el în bazinul văii Casin (fără a se indica exact locul) și anume *Hoplites castellanensis d'Orb.* În sfîrșit, merită a fi semnalat faptul că la est de Valea Casinului, autorul separă pe hartă și menţionează în text, o zonă cu sferosiderite (Sphärosideritzüge) adăugînd că gresiile neocomiene sînt urmate de o gresie mai tînără. Această ultimă afirmaţie după părerea noastră este extrem de preţioasă și ea va constitui punctul de plecare al viitoarelor lucrări geologice, conducînd în final la separarea mai întîi a Apţian-Barremianului și mult mai tîrziu a Albianului.

După 1920, flișul din zona internă a curburii carpatice intră din ce în ce mai mult în atenţia geologilor români. Astfel, Macovei și Atanasiu (1927), susţin existenţa depozitelor de vîrstă barremiană, apţiană, eocenă și oligocenă. Barremianului, în regiunea Turia-Casin, îi sînt atribuite șisturile negre, precum și o serie de depozite care după 1950, vor fi considerate ca reprezentînd Cretacicul mediu-superior și Paleogenul.

În Apţian, după aceiași autori, se pot separa două orizonturi și anume : unul marnos în bază și altul grezos la partea superioară a succesiunii litologice, atribuite mai tîrziu Albianului aproape în totalitate.

La est de zona șisturilor negre, Macovei și Atanasiu descriu depozite eocene reprezentate prin gresia de Tarcău. În ceea ce priveşte Oligocenul, autorii sînt primii care-i semnalează prezenţa, între Sînzieni și Vama Uzu, ca fiind alcătuit din conglomerate în bază, gresii albicioase și șisturi disodilice la partea superioară.

Nu după mult timp apare apoi o altă lucrare importantă pentru geologia flișului cretacic din România, întocmită de Macovei și Atanasiu (1931). Abordînd geologia întregului geosinclinal al flișului Carpaţilor Orientali, autorii consemnează că în cuprinsul acestui domeniu

se disting două zone și anume, una internă și o alta marginală. Pentru prima zonă autorii semnalează prezența unei tectonici plicative ca și lipsa Cretacicului mediu. Totodată admit că zona marginală a funcționat ca geosinclinal în Cretacicul superior și Paleogen, instalat ca atare pe un subasment infracretacic rareori vizibil. Barremianul, în concepția autorilor, apare în facies grezos-conglomeratic sau în facies argilos-șistos (strate de Audia-șisturi negre) în care se întîlnesc de asemenea gresii cuarțitice, gresii cu aspect de tufuri și marne roșii.

În legătură cu vîrsta acestor depozite, ținînd seama de fosilele citate de Herbich din zona Covasna și valea Casin și de faptul că stratele de Audia stau concordant peste stratele de Sinaia și prezintă treceri gradate la Apțian, autorii consideră că trebuie acceptată apartenența lor la Barremian.

Concluziile geologice privind partea sudică a Carpaților Orientali, cercetată în detaliu de Murgeanu (1934), deși destul de îndepărtată de regiunea studiată de noi, interesează direct lucrarea noastră. Una din aceste concluzii se referă la partea terminală a succesiunii „Apțianului", așa cum a fost separat de Macovei și Atanasiu, mai exact la gresiile masive care însumează cca 1500—2000 m. Murgeanu, pe baza datelor faunistice găsite de d-sa la Fieni, consideră că formele *Puzosia mayoriana* (d'Orb.) ; *Neohibolites minimus* (Lister) ; *Turbo chassyanus* d'Orb. ; *Inoceramus sulcatus* Park ; *I. solomoni* d'Orb. și *Avicula gryphaeoides* Sow., constituie o asociație care pledează pentru vîrsta vraconiană a depozitelor respective.

Ne sînt furnizate, așa dar, primele indicații asupra existenței Cretacicului mediu în cuprinsul geosinclinalului carpatic, listei faunistice de mai sus, putîndu-i-se adăuga exemplarul de *Puzosia mayoriana* găsită de Mrazec (1927) pe plaiul Șerban Vodă și *Neohibolites minimus* (Lister), întîlnit în vîrful Măciucu Berții de Filipescu (1933). Ultimul autor susține existența Albianului marnos (curbicortical) — grezos în zona de curbură carpatică și relații de încălecare între flișul intern și zona de cute-solz, mișcările orogenice post-oligocene fiind responsabile pentru structura de tip imbricat.

După 1940, atenția geologilor noștri a fost îndreptată cu precădere asupra studiului flișului paleogen din cuprinsul întregului lanț al Carpaților Orientali.

De stratigrafia Paleogenului din zona de curbură s-a ocupat Murgeanu (1949), Filipescu (1937) și Oncescu (1944), iar concomitent cu dînșii sau imediat după aceea, Dumitrescu (1952) și Popescu (1952), Grigoraș (1955), Pătruț (1955).

Pentru celelalte sectoare ale Carpaților Orientali, descifrarea stratigrafiei și tectonicii este legată de numele lui Atanasiu (1943—1952), Băncilă (1952—1958), Joja (1952—1954), ale căror contribuții, cu aceeași valoare și semnificație, au făcut posibilă obținerea unei imagini unitare asupra Carpaților Orientali.

În sectorul flișului cretacic și paleogen situat între valea Buzăului și depresiunea Tg. Secuiesc-Bretcu, (concluziile vizînd zone pînă în valea Bistriței) Filipescu et al. (1952) ajung la concluzia că în cadrul

şisturilor negre pot fi separate patru orizonturi, de vîrstă hauterivian-cenomaniană. Sedimentarul de la vestul şisturilor negre, alcătuit din strate de Sinaia, strate de Comarnic sau seria marno-grezoasă-conglomeratică, ocupă după d-sa aproximativ acelaşi interval geologic prezentînd însă faciesuri net distincte faţă de şisturile negre. Cît priveşte seria marno-grezoasă-conglomeratică, aceasta poate fi divizată în trei orizonturi, întregul complex avînd vîrsta albian-vraconiană (cenomaniană) în baza sa putîndu-se întîlni şi Apţianul superior.

Paleogenul în accepţiunea autorilor se întîlneşte atît la est de şisturile negre cît şi în interiorul acestei zone, fiind alcătuit din gresiile de Tarcău (eocene) şi faciesul bituminos, succesiunile amintite luînd parte la structura zonei de cute-solz, care aparţine flişului median.

Mai reţinem pentru lucrarea de faţă că argilele roşii cu tufite din solzii şisturilor negre, respectiv stratele de Zagon aparţin flişului extern. Faţă de acest punct de vedere vom face observaţia că stratele de Zagon se plasează întotdeauna imediat la vest de zona şisturilor negre propriu-zise, între faciesul de Zagon şi flişul curbicortical, interpunîndu-se însă ceea ce noi am separat ca strate de Toroclej.

În 1952 apare lucrarea lui C e r n e a privind flişul intern dintre valea Bistriţei şi valea Moldovei. Rezultatele consemnate în această lucrare ne interesează întrucît unele dintre ele se referă la ceea ce mai tîrziu va fi separat ca „strate de Toroclej" în regiunea văii Bicazului şi în sectorul Turia-Casin. Acestor din urmă depozite, C e r n e a nu le acordă o individualitate stratigrafică sau vreo semnificaţie tectonică, menţionînd că de la şisturile negre la marnele apţiene există o trecere gradată. Acest interval de trecere, afirmă autorul, include roci asemănătoare ambelor diviziuni, silicifierea unor argile datorîndu-se fenomenului care a afectat nu numai şisturile negre ci şi marnele apţiene sau chiar stratele de Sinaia. De menţionat este faptul că autorul pledează pentru existenţa unei falii între flişul intern (Cretacic inferior) şi zona şisturilor negre pe care le consideră de vîrstă Turonian-Senonian inferior.

Începînd cu anul 1956, semnalăm primele cercetări mai amănunţite în regiunea Turia-Casin. Ele se referă însă la suprafeţe foarte mici (de ordinul a cîţiva kmp), amplasate în zonele periferice ale perimetrului cercetat de noi. În ordinea importanţei citărm în primul rînd pe J e a n r e n a u d (1956) care cercetînd o zonă în perimentrul comunei Plăieşi ajunge la următoarele concluzii : sedimentarul aparţine zonei flişului intern, zonei şisturilor negre şi zonei mediane, a flişului paleogen ; flişul intern este alcătuit din depozite apţiene (flişul curbicortical) şi albian-cenomaniene (gresiile de Cotumba şi depozitele aflate la vest de Linia Lutu-Roşu) ; şisturile negre aparţin Barremianului ; Paleogenul este reprezentat prin Eocen şi Oligocen.

Din punct de vedere tectonic, autorul este de părere că între flişul intern şi şisturile negre există o linie de dislocaţie, situaţie geologică ce poate fi reîntîlnită şi la contactul dintre acestea din urmă şi Paleogen şi că nu se întrevăd relaţii anormale în lungul faliei Lutu-Roşu.

În același an apare lucrarea lui Ionesi și Ionesi (1956) în care autorii prezintă geologia flișului cretacic și paleogen dintre valea Sulța și satul Plăieși. Pentru regiunea care ne interesează autorii separă trei compartimente și anume : compartimentul Apțian-Albian-Cenomanian, care face parte din unitatea flișului intern ; compartimentul șisturilor negre de vîrstă barremiană dar susceptibile de o vîrstă și mai nouă (între acestea și Paleogenul de la exterior există o linie de dislocație) ; compartimentul Paleogen (Eocen + Oligocen).

Perimetrul din jurul satului Valea Seacă a fost cercetat de P. Șoigan (1958) [7]. Harta întocmită de autor arată o succesiune normală de la șisturi negre la flișul intern fără intervenția accidentelor tectonice, autorul opinînd în schimb pentru existența relațiilor de încălecare dintre șisturile negre și Paleogenul de la exterior. Mai reținem de asemenea din lucrarea sa că, continuitatea de la șisturile negre pînă la flișul curbicortical este un fenomen ce se poate urmări pe teren.

Către sfîrșitul perioadei de care ne ocupăm (1931—1960), mai exact în 1958, apare lucrarea lui Băncilă, „Geologia Carpaților Orientali".

În lucrare sînt consemnate numeroase concluzii privind cunoașterea și evoluția geologiei Carpaților Orientali. Asupra unora din concluzii la care ajunge autorul, ne vom opri mai îndelung în capitolele următoare ale lucrării de față, întrucît vizează unele probleme cu care am fost confruntați.

Cercetînd bazinul văii Bicazului J. Gherman et al. (1959) [8], consemnează faptul că între șisturile negre propriu-zise și flișul curbicortical se interpun depozite cu caractere mixte „de tranziție", denumite strate de Toroclej. Autorii plasează aceste depozite în baza flișului curbicortical, zona lor de afloriment corespunzînd traseului faliei interne. De menționat este faptul că în legătură cu vîrsta lor în lucrare nu se face vreo mențiune. Nu vom insista aici asupra acestor opinii, întrucît vom reveni în celelalte capitole, stratele de Toroclej reprezentînd una din problemele importante ale lucrării de față.

În 1959 și 1960, între nord valea Uzului și satul Casinul Nou sînt întreprinse cercetări de către O. Dicea (1960) [9], Șt. Albu (1960) [10], K. Müntz (1961) [11] și D. Turtureanu (1962) [12]. Rezultatele lor pot fi apreciate ca noi, pentru mare parte din regiunea respectivă, întrucît pînă la acea dată nu se executaseră lucrări geologice de detaliu. Edificiile stratigrafice și structurale stabilite de autorii citați mai sus, încadrate în schema tectonică propusă de Băncilă, au completat imaginile geologice anterior exprimate.

În ceea ce ne privește, față de cadrul structural stratigrafic anterior stabilit, ca și față de unele concluzii ale ultimilor trei autori mai sus

[7] Arh. I.G.G., București.
[8] Arh. I.P.G.G.H., București.
[9] Arh. I.P.G G.H., București.
[10] *Op. cit,* pct. 3, 4, 5., București
[11] *Op. cit.* pct. 3, 4, 5., București.
[12] *Op. cit.* pct. 3, 4, 5., București.

citați care vizau geologia văii Casinului, ne-am manifestat unele rezerve, întrucît : 1) depozitele oligocene cele mai tinere, care aflorează între Valea Uzului și depresiunea Tg. Secuiesc nu sînt reprezentate numai de faciesul Fusaru-Pucioasa, ci și de stratele de Vinețișu care suportă brecii denumite, de noi, după localitățile extreme în care apar, stratele de Slon-Găinești (Bucur, Costea, 1964). Precizăm că faciesul de Slon a fost descris de Popescu (1958), (autorul separînd brecii în Oligocen încă din 1949), iar stratele de Găinești au fost definite de Joja în 1952) ; 2) între șisturile negre și flișul curbicortical de la vest se interpun o serie de depozite identice cu stratele de Toroclej, precum și un segment din succesiunea stratelor de Zagon (Filipescu, 1957) ; 3) în succesiunea flișului curbicortical, (frecvent denumit de Băncilă și strate de Palanca), mai exact între gresia de Cotunba-Tătaru și stratele de Lutu-Roșu, se interpun depozite care amintesc ca mod de prezentare de stratele de Palanca, și pe care le-am denumit strate de Turia (Bucur, 1961), cu o poziție stratigrafică net distinctă, depozite care se corelează cu „Orizontul marnos cu pelosiderite" (Atanasiu și Săndulescu, 1958 [13] ; 4) traseul faliei „interne" necesită unele reconsiderări.

Anul 1962 marchează începutul apariției unor lucrări geologice de sinteză în care sînt abordate problemele geologice privind ansamblul teritoriului țării noastre.

Astfel, Dumitrescu (1962) în colaborare cu un colectiv alcătuit din geologii Săndulescu, Mirăuță, Pauliuc și Georgescu elaborează harta tectonică a României, scara 1:100 000.

Conform cu autorii citați mai sus, în domeniul alpin al flișului Carpaților Orientali, se disting următoarele unități :

a) în cadrul Dacidelor (zona internă) : Unitatea de Ceahlău ; Unitatea flișului curbicortical ; Unitatea șisturilor regre ;

b) în cadrul Moldavidelor (zona externă) : Unitatea de Tarcău ; Unitatea marginală.

În concepția autorilor și în acord cu ipoteza lui Mrazec, mecanismul formării acestor unități se datorează, subîmpingerii Vorlandului.

Ulterior Dumitrescu și Săndulescu (1968, 1970) și Săndulescu (1975), realizează o altă clasificare a unităților tectonice încadrînd unitatea șisturilor negre și flișul curbicortical la grupul Moldavidelor.

Revenind acum la unele concluzii consemnate pe hărțile întocmite (scara 1:200 000) și care se referă la regiunea Turia-Casin, vom face mențiunea, că după acești autori, flișul curbicortical încalecă șisturile negre mai de la est. Aceste raporturi se realizează în lungul faliei interne, care se poate urmări ca atare între valea Trotușului și depresiunea Tg. Secuiesc, falie care delimitează spre est zona de afloriment a stratelor de Toroclej, strate care după autorii hărții se plasează în poziție stratigrafică normală, în baza flișului curbicortical.

[13] Arh. I.G.G., București.

Filipescu și Săndulescu (1963) cercetînd sedimentarul cretacic din perimetrul comunei Cernatu de Sus, alcătuit din depozite de vîrstă Apțian superior-Senonian inferior, remarcă faptul că depozitele Vraconianului și Cenomanian-Senonianului din această zonă, se deosebesc mult de depozitele similare din regiunea Teliu, fiind comparabil cu cele din sinclinalul Măgura Nebunii-Boncuța și într-o anumită măsură cu cele din sectorul Întorsura Buzăului-Borosneu.

În unitatea de Ceahlău, Săndulescu (1964), identifică și urmărește două digitații — Ciuc și Bodoc — în vestul și respectiv estul unității majore, care prezintă succesiuni litostratigrafice deosebite esențial.

I. Costea et al. (1965)[14] execută apoi un studiu complex al flișului cretacic din bazinul văii Bistrița, adoptînd din punct de vedere tectonic schema structurală propusă de Băncilă (1958). În legătură cu flișul curbicortical ei sînt de părere că acesta se poate diviza în trei orizonturi (cel de-al treilea orizont fiind stratele de Lutu-Roșu), care ocupă intervalul Albian-Cenomanian inferior. Stratele de Toroclej, în accepțiunea lor, corespund părții superioare a Stratelor de Palanca (p. 113).

Sesiunea Asociației Carpato-Balcanice de la Sofia din 1965 oferă prilejul apariției cîtorva lucrări privind flișul carpatic, care interesează lucrarea de față.

Astfel Băncilă (1965) prezintă o schemă de corelare structurală a întregii catene carpatice de pe teritoriul românesc, sovietic și polonez.

De asemenea M. Săndulescu și J. Săndulescu (1965) prezintă concluziile lor privind flișul cretacic și paleogen dintre valea Trotuș și pîrîul Bela. Stratele de Toroclej sînt considerate de autori, depozitele cele mai adînci ale unității flișului curbicortical, zona lor de afloriment marcînd traseul faliei interne. Acest punct de vedere a suscitat din partea noastră cu diverse prilejuri în 1968, 1969, 1970, numeroase discuții.

Cercetînd zona de la sud de valea Turia, Nicolaescu și Gaiță (1962) prezintă o serie de detalii în litologia flișului curbicortical. În ceea ce privește opiniile lor privind vîrsta acestor depozite, autorii sînt de acord cu concluziile la care a ajuns anterior Filipescu și Săndulescu (1963).

2. Cercetări geofizice

Exceptînd cercetările geologice de suprafață care au avut o pondere mare, în regiunea Turia-Casin au fost executate de asemenea cercetări gravimetrice, magnetometrice și seismice.

Din acest punct de vedere, regiunea de care ne ocupăm acum, nu a constituit obiectul unor preocupări speciale, ea încadrîndu-se în lucrările de mare întindere care privesc în ansamblul structural de la curbura Carpaților Orientali.

[14] Arh. I.C.P.P.G., București.

Din punct de vedere a evoluției cîmpului gravimetric, Șt. Airinei et al. (1959) [15], individualizează o zonă de maxim care se plasează între pîrîul Casin și pîrîul Valea Mare și care corespunde în mare parte cu aliniamentul șisturilor negre și parțial cu cel al stratelor de Toroclej, al stratelor de Cason și cel al stratelor de Palanca-Teleajen.

În restul regiunii, evoluția izogalelor nu trădează existența unor deranjamente în subasmentul flișului cretacic sau paleogen.

In schimb cercetarea magnetometrică executată de același autor a indicat în zona maximului gravimetric amintit mai sus, o zonă de minim magnetic.

Pentru restul regiunii, ca și în cazul gravimetriei, rezultatele cercetării magnetometrice pledează pentru existența unei zone liniștite, lipsită de perturbații și implicit de deranjamente profunde, importante.

Mai tîrziu Gavăt et al. (1963) întocmesc „Harta structurii geologice profunde a R.P.R."

Regiunea Turia-Casin, în accepțiunea autorilor, aparține zonei magnetice a fundamentului carpatic care face joncțiunea cu domeniul magnetic baikalian, aproximativ în zona Bretcu. Pe aceeași hartă, autorii consemnează că de la Iacobeni (valea Casinului) către vest se schițează o fractură crustală de ordinul 1, către care converg altele de aceeași importanță ce se înscriu pe aliniamentul lanțului eruptiv Harghita-Călimani sau al șisturilor cristaline din Carpații Orientali.

Prospecțiunea seismică executată de C. Barbu și G. Tudor (1963) [16], care în regiunea noastră au utilizat metoda seismosondajelor spațiale de masă (S.S.M.) prezintă o serie de rezultate interesante. Astfel, pe schița tectonică întocmită la meridianul comunei Turia este consemnată o cută falie, care străbate flișul curbicortical pe direcția nord-sud. Mai către exterior la meridianul Tg. Secuiesc-Sînzieni și în continuare către nord, este figurată de asemenea o zonă importantă de faliere.

Dacă primul deranjament mai poate ridica semne de întrebare (cunoscut fiind faptul că S.S.M. este o metodă de investigație cu un pronunțat caracter calitativ), cel din zona Tg. Secuiesc-Sînzieni prezintă mai multe certitudini, întrucît foarte aproape de traseul zonei de faliere se amplasează (în cuprinsul faciesului de Tarcău) izvoarele bicarbonate de la Poian cunoscute sub numele de apa minerală „Nemere". Emanațiile de CO_2 pot fi o consecință a existenței unor căi de acces către suprafață generate de falii, în cazul de față, zona de faliere Tg. Secuiesc-Sînzieni.

De asemenea una din secțiunile seismice care a fost executată începînd de la Valea Seacă către Petriceni și în continuare către comuna Bixad, prezintă cîteva indicații, care merită atenția. În primul rînd, secțiunea pune în evidență o serie de linii de medie-înclinare care probabil corespunde cu stilul de cutare al flișului curbicortical. În al doilea rînd se remarcă pe secțiune, în jurul valorii izobatice de —1 000 m, un tren de unde, care în concepția autorilor aparține parautohtonului mar-

[15] Arh. I.G.P.S.M.S., București.

[16] Arh. I.P.G.G.H., București.

ginal care aflorează, după cum se cunoaște, în zona Poiana Sărată-Hîrja. În sfîrșit, S.S.M.-ul amintit indică pe aliniamentul Tg. Secuiesc-Ocloș (valea Uzului) o cordilieră presupusă de toți geologii ca posibilă în subasmentul șisturilor negre sau puțin mai către exterior.

II. STRATIGRAFIE

Formațiunile sedimentare care apar în cuprinsul regiunii cercetate aparțin Cretaciului, Paleogenului și Cuaternarului.

Pentru o mai ușoară înțelegere și urmărire a distribuției verticale și orizontale, considerăm necesară prezentarea lor pe unități structurale, după cum urmează :

A) Unitatea de Ceahlău ;
1. Flișul de Sînmartin-Bodoc (Apțian superior-Albian) ;

B) Unitatea de Palanca-Teleajen ;
1. Strate de Bela-Petriceni (Apțian superior-Albian) ;
2. Gresia de Cotumba-Tătaru (Albian terminal ? — Vraconian mediu) ;
3. Strate de Turia (Vraconian superior-Cenomanian mediu) ;
4. Strate de Lutu-Roșu (Cenomanian superior-Turonian mediu) ;

C) Unitatea de Macla-Zagon ;
1. Strate de Cason (Vraconian-Cenomanian-Turonian) ;

D) Unitatea de Toroclej ;
1. Strate de Toroclej (Albian-Senonian) ;

E) Unitatea de Audia ;
1. Strate de Audia (Hauterivian-Albian) ;
2. Orizontul argilelor roșii și verzi cu tufite (Cenomanian) ;

F) Unitatea medio-marginală ;
— Faciesul gresiei de Tarcău (Eocen) ;
— Faciesul de Pucioasa-Fusaru (Oligocen).

Străpungînd sedimentarul în regiune am mai întîlnit și andezite puse în loc odată cu manifestarea vulcanismului tînăr din zona eruptivă Harghita-Căliman.

Cît privește Cuaternarul, acesta a intrat în atenția noastră numai în măsura identificării contactului său cu formațiunile cretacice și paleogene.

În sfîrșit, precizăm că o serie de date noi pe care le-am obținut în ultimul timp prin studiul a numeroase profile din Carpații Orientali, ca și reconsiderarea unor definiri (nomenclaturi) de unități litologice sau structurale, susțin cu argumente suficiente schimbarea unor denumiri de formațiuni sau strate consemnate anterior în literatură.

A) Unitatea de Ceahlău

1. Flișul de Sînmartin-Bodoc (Apțian superior-Albian)

Sinonimii : p. parte strate de Babșa (Athanasiu, 1908) ; *p. parte* strate cu *Pachydiscus* (Athanasiu, 1905) ; Apțian *p. parte* orizont grezos și conglomeratic (Macovei și Atanasiu, 1931) ; Apțian *p. parte* orizont grezos (Cernea, 1952) ; Apțian-Albian (Săndulescu, 1965).

a) Răspîndire. Flișul de Sînmartin-Bodoc a fost urmărit numai în partea cea mai de vest a regiunii Turia-Casin, cercetările noastre afectînd numai o zonă restrînsă ocupată de aceste depozite, întrucît ne-au interesat numai în măsura rezolvării relațiilor dintre unitatea de Ceahlău și cea de Palanca-Teleajen de la est.

Aflorimentele cele mai caracteristice apar în zona băilor Balvanioș, în valea Turia și la sud și nord de dealul Balaj. Față de flișul unității de Palanca-Teleajen, zona de aflorimente a flișului de Sînmartin-Bodoc este delimitată spre est de traseul liniei tectonice Lutu-Roșu.

În regiunea Turia-Casin aceste depozite au fost urmărite pe o grosime de 550 m.

b) Litologie-stratonimie. Pachetele litologice care alcătuiesc flișul de Sînmartin-Bodoc din regiunea noastră sînt formate predominant din gresii de diverse tipuri, marne și argile, ca intercalații sporadice sau lentile de marnocalcare și conglomerate. Cu unele excepții, această litologie se întîlnește în lungul tuturor profilelor începînd din valea Turia și pînă la nord de dealul Balaj. Excepțiile vizează : 1) sectorul situat la vest de băile Balvanioș unde locul gresiilor și al conglomeratelor este luat de un pachet de marne urmărit pe cca 100 m grosime stratigrafică ; 2) sectorul de la nord de valea Turia (capătul vestic al secțiunilor geologice II—III) unde predomină conglomeratele și gresiile conglomeratice, ele avînd însă o dezvoltare redusă pe direcție și, 3) sectorul de la nord de dealul Balaj, unde gresiile cu granulație variată sînt dezvoltate în exclusivitate.

Observațiile litologice de amănunt au fost făcute pe afluenții nordici ai văii Turia, în jurul băilor Balvanioș și la nord de dealul Balaj. În bazinul văii Turia, flișul de Sînmartin-Bodoc este reprezentat în special prin gresii în bancuri de grosime variabilă, frecvent depășind 0,5 sau chiar 1 m, separate prin intercalații de marne și argile, iar cîteodată prin strate subțiri de siltite. Asociațiile litologice sînt din acest punct de vedere destul de simple și uniforme. ritmurile binare constituind caracteristica faciesului, un al treilea element intervenind în asociație destul de sporadic, iar în acest caz la cele două tipuri fundamentale de roci se adaugă fie conglomerate mărunte, fie gresii conglomeratice.

Bancurile grezoase prezintă un grad de compactare avansat, ușor de recunoscut în toate aflorimentele cercetate. Asociația intimă a componenților microscopici ai gresiilor trădează condiții de sedimentare dominate de curenți marini, gravitație, etc. fenomene specifice geosinclinalelor.

Din punct de vedere al granulației, gresiile pot fi clasificate ca avînd bobul mediu sau grosier, mai rar fin. Remarcăm de asemenea, prezența frecventă pe fețele de stratificație a micelor, de obicei muscovit, sporadic biotit. Culoarea bancurilor sau a intercalațiilor grezoase este cenușie-deschisă în spărtură proaspătă, albicioasă-gălbuie, ruginie prin alterare. Destul de frecvent am întîlnit pe fețe de stratificație fragmente de plante incarbonizate și uneori chiar bucăți mici de cărbune, cimentul gresiilor este calcaros.

Marnele și argilele se prezintă de regulă ca intercalații decimetrice (sporadic și mai groase), sînt compacte, litate, de culoare cenușie. O caracteristică a lor o prezintă culoarea albicioasă-gălbuie ce o capătă prin alterație. Cu totul sporadic am întîlnit argile cenușii-albăstrui cu stratificație foioasă.

În sfîrșit, la anumite nivele în pachetele grezoase am întîlnit gresii conglomeratice ce nu depășesc 15—25 cm grosime și conglomerate cu elemente subcentimetrice.

Urmărind în continuare către nord zona de aflorimente a flișului Sînmartin-Bodoc mai exact în bazinul Valea Lungă, se poate face observația că, în afara elementelor litologice descrise în valea Turia, mai apar și altele, și anume, conglomerate și pachete de marne. Este de notat aici, creșterea procentuală a bancurilor de gresii.

Importante aflorimente de conglomerate se întîlnesc însă la sud de Valea Lungă. În anumite puncte aceste roci însumează cîțiva metri grosime, dar pe direcție, își pierd individualitatea trecînd treptat la gresii și chiar la marne. Deși se pot emite și alte păreri, noi explicăm această substituire direcțională prin schimbarea bruscă a condițiilor de sedimentare.

Aceste rudite grosiere sînt alcătuite din galeți de șisturi cristaline, în general rulați, de mărimi variabile, de la mărunte pînă la mari, nesortate, destul de frecvent întîlnindu-se și blocuri pînă la 1 m diametru. Se remarcă prezența cuarțului mărunt și bine rulat. Acest material este prins într-o matrice nisipoasă grosieră puțin argiloasă, din care cauză conglomeratele capătă prin dezagregare un aspect ruiniform. Culoarea lor este brună, cafenie, ruginie. Remarcăm de asemenea prezența unor fragmente mari de micașisturi prinse în aceeași matrice nisipoasă-argiloasă. Asociate conglomeratelor se întîlnesc gresii conglomeratice, în care predomină cuarțul.

În imediata vecinătate a stațiunii Balvanioș apare un pachet de marne și argile, care însumează 100 m grosime. Se întîlnesc aici marne și argile cenușii-deschise, slab micafere, mărunt stratificate și gresii cenușii-ruginii cu grosimi centimetrice. O caracteristică a lor o constituie duritatea și rezistența la lovire. Urmărit pe direcție acest pachet este substituit treptat de gresii din ce în ce mai groase, obișnuit întîlnite în succesiunile stratelor de Ceahlău. În sfîrșit, cel de-al treilea element litologic întîlnit este reprezentat de bancuri masive de gresii, a căror îngroșare se realizează în detrimentul marno-argilelor din dealul Balaj. Fenomenul nu este local întrucît în continuare către nord el devine și mai evident. Pentru gresiile ce apar în Valea Lungă, o altă caracteristică o constituie îmbogățirea în conținut de mică, în timp ce intercalațiile de marne dintre ele, devin mai moi și de nuanță cenușiu-lăptoasă.

Cea de a treia zonă de afloriment a flișului de Sînmartin-Bodoc se plasează la colțul nord-vestic al regiunii, la sud și nord de dealul Balaj. În cazul de față sîntem în prezența unor bancuri masive, metrice, de gresii gălbui, însumînd cca 90% din totalul grosimilor, și care pot fi definite ca fluxoturbiditate. Se remarcă la aceste depozite o granulație medie pînă la grosieră, o clasare a elementelor componente și un grad

de compactare mediu. Din cele expuse rezultă că stratele de Sînmartin-Bodoc, sînt reprezentate prin gresii cu intercalații de marne (sporadic și conglomerate) și că la diverse nivele se întîlnesc substituiri faciale care afectează de regulă marnele și conglomeratele.

Fenomenul creșterii procentuale în grosime, a diferitelor tipuri litologice și al substituirilor, nu este specific regiunii Turia-Casin, el manifestîndu-se tot mai pregnant începînd de la paralela localității Miercurea Ciuc către sud. Acest lucru a fost semnalat de Șt. Albu (1961) [17]. Autorul remarcă faptul că în cadrul stratelor de Ceahlău nu s-a mai separat un pachet marnos și altul grezos, de la această paralelă către sud, pachetele de gresii și de marne devenind tot mai groase și se întrepătrund, fapt ce l-a determinat pe autor să conchidă că stratele de Ceahlău, îmbracă caracterele unui facies particular pe care l-a denumit „faciesul de Sînmartin". Datele obținute de noi acum vin să susțină afirmația făcută de Albu.

Rezultă din cele prezentate în cuprinsul acestui subcapitol, că flișul de Sînmartin-Bodoc poate fi caracterizat ca un fliș grosier cu episoade conglomeratice.

Semnalăm, de asemenea, apariția (sporadică) pe verticală a intercalațiilor de fliș tipic în care caz se dezvoltă ritmuri dese și în care, gresiile prezintă laminații și urme de curent pe talpă. Asemenea aspecte au fost observate în valea Turia și în Valea Lungă.

c) Vîrstă. Raritatea argumentelor faunistice (în special macrofaună) suscită încă discuții în legătură cu încadrarea stratigrafică exactă a acestor depozite.

Astfel Macovei și Atanasiu (1931) admit pentru conglomerate, vîrsta apțiană pe baza calcarelor recifale cu pahiodonte „calcare cu Caprotine" asociate lor.

Băncilă (1958), referindu-se la elementele faunistice semnalate de Cernea (1952), afirmă că stratele de Ceahlău-Zăganu (inclusiv conglomeratele) se încadrează în intervalul Apțian-Cenomanian. Filipescu et al. (1963) susțin vîrsta Apțian superior-Albian mediu pe baza faunei găsită de Jana Ion și Elena Bratu în valea Vaser și anume : *Douvilleiceras mammilatum* Schlot, *Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *Inoceramus concentricus* (Park), *Hamites attenautus* (Sow.), *Ptychoceras* sp., asociație întîlnită în flișul de Sînmartin-Bodoc.

Cercetările care au urmat, vin să completeze inventarul paleontologic al flișului unității de Ceahlău. Astfel, Rădulescu pe pîrîul Berzeu, afluent al Săbasei, a întîlnit specia *Anahoplites splendens* (Sow.) care atestă Albianul inferior, iar Muntz întîlnește specia *Neohibolites minimus* (List) pe valea Răchitiș (afluent al Trotușului) care indică aceeași vîrstă. De menționat că aceste fosile aparțin în opinia unor autori, flișului digitației de Ciuc.

În sfîrșit M. Săndulescu și J. Săndulescu în 1965, susțin pentru flișul de Sînmartin-Bodoc, o vîrstă comprehensivă Barremian-Albian, apelînd și la datele lui Murgeanu et al. (1934).

[17] *Op. cit.* pct. 3.

Vîrsta apțian-albiană este susținută și de conținutul micropaleontologic al unor probe colectate de noi din valea Turia și determinate de către Costea, asociația identificată cuprinzînd speciile : *Hippocrepina depressa* Vasicek ; *Hypperammina gaultiana* Ten, Dan. ; *Hormosina ovulum* (Grzyb.) ; *Haplophragmoides* aff *nonionioides* (Reuss) ; *Thalmanammina neocomiensis* Geroch ; *Recurvoides imperfectus* Hanzlikowa ; *Bigenerina variabilis* Vasicek ; *Dorothia filiformis* (Berthelin) ; *Hedbergella* sp.

Rezultă din cele expuse pînă acum, că vîrsta apțian-albiană a flișului de Sînmartin-Bodoc, este susținută de suficiente argumente faunistice.

B) **Unitatea de Palanca-Teleajen**

Sedimentarul care ia parte la alcătuirea acestei unități ocupă o suprafață întinsă în regiunea noastră. Caracterele sale litologice și stratonimice, poziția cronostratigrafică a formațiunilor sale și evoluția sa structurală, individualizează această unitate nu numai în regiunea cercetată de noi ci și în tot lungul Carpaților Orientali.

La alcătuirea unității de Palanca-Teleajen din regiunea noastră iau parte depozite aparținînd Apțianului superior-Albianului, Vraconianului și Cenomanianului, nefiind exclus ca sub șariajul Lutu-Roșu să se întîlnească și termeni mai noi, cel puțin în bazinul văii Turia.

Frecvent, nomenclatura utilizată pînă acum pentru realizarea corelabilității anumitor pachete de strate ale unității se prezintă astfel : orizontul șistos-grezos-conglomeratic (Filipescu, 1955), strate de Palanca (Băncilă, 1958), seria flișului de Teleajen (Popescu, 1958) pentru flișul curbicortical, gresia de Cotumba (Sita)-Tătaru (Băncilă, 1958 ; Marinescu, 1957), argilele roșii și verzui (Filipescu, 1956), marno-argile roșii și vărgate (Băncilă, 1958), complexul șistos inferior, complexul grezos, complexul șistos-grezos (Săndulescu 1965—1970).

Identificînd în anul 1961 un pachet de strate de cca 250—300 m grosime, plasat între gresia de Cotumba și stratele de Lutu-Roșu, urmăribil și separat în valea Trotușului de Atanasiu și Săndulescu, ca orizont marnos, am denumit pentru prima dată (1961), această entitate lito-stratigrafică „strate de Turia".

În concepția noastră, edificiul stratigrafic al acestei unități din regiunea Turia-Casin, cuprinde următoarele formațiuni :

1. Strate de Bela-Petriceni (Apțian superior-Albian) ;
2. Gresia de Cotumba-Tătaru (Albian terminal ?-Vraconian mediu) ;
3. Strate de Turia (Vraconian superior-Turonian mediu) ;
4. Strate de Lutu-Roșu (Cenomanian superior-Turonian mediu).

1. **Strate de Bela-Petriceni**

Deși în cazul acestor formațiuni lista sinonimiilor cuprinde numeroase definiții, nici una nu este suficient de reprezentativă pentru ceea ce noi denumim strate de Bela-Petriceni. Din acest punct de vedere unele motivări pot fi regăsite în mențiunile făcute cu privire la denumirea

unităţii tectonice majore, astfel că în cele ce urmează ne vom referi numai la alegerea şi justificarea stratotipului.

În această ordine de idei, precizăm, că regiunea dintre valea Turia (Petriceni) şi împrejurimile localităţii Plăieşi (nord pîrîul Bela) oferă posibilitatea urmăririi unor foarte complete şi reprezentative succesiuni litologice. În acest sector, flişul de Bela-Petriceni ocupă o suprafaţă foarte mare, în imediata vecinătate a frunţii şariajului unităţii majore. Dispunerea sa în suprafaţă pe direcţia transversală şi longitudinală a unităţii, ca de altfel şi structura intimă a flişului acestui sector (prezenţa unor cute anticlinale cu înclinări mari la flancuri — deci profunde) oferă posibilitatea urmăririi şi comparării, uneori chiar şi din punct de vedere microfaunistic, a unor diverse intervale litologice pînă la grad de mare detaliu.

Profilele cercetate în regiunea noastră atestă pentru aceste depozite o grosime de 850—900 m, ceea ce probabil reprezintă numai jumătate din întreaga lor coloană lito-stratigrafică.

Sinonimii: strate de Babşa *p. parte* (Atanasiu, 1908); orizontul marnos al Apţianului *p. parte* (Macovei şi Atanasiu, 1926); orizontul marnos al Apţianului-Couches à *Orbitolina p. parte* (Macovei şi Atanasiu, 1927); Apţian-l'Horizon inferieur *p. parte* (Macovei şi Atanasiu, 1931); complexe argilo-calcaire *p. parte* horizon „marneux" (Frollo, 1940); orizontul marnos al Apţianului *p. parte* (Cernea, 1952); orizontul marnos Apţian superior-Albian inferior (Filipescu, 1955); seria curbicorticală (strate de Palanca) *p. parte* (Băncilă, 1958); seria de Teleajen *p. parte* (Popescu, 1958); complex şistos al flişului curbicortical, Apţian superior-Albian inferior (Filipescu et al., 1961); Apţian-orizont marnos (Ionesi, 1956); orizont şistos cu gresii curbicorticale (Alexandrescu, 1966—1967); complexul inferior (Săndulescu şi Săndulescu, 1965); seria flişului de Teleajen (Ştefănescu, 1967); orizontul gresiilor curbicorticale (strate de Palanca); (Joja et al., 1968); strate de Palanca-Teleajen (Bucur, 1969—1970); seria flişului curbicortical-orizontul şistos inferior (Săndulescu et al., 1971) [18].

a) Răspîndire. Depozitele care alcătuiesc stratele de Bela-Petriceni ocupă o poziţie centrală în cuprinsul regiunii Turia-Casin, mai exact spus, peste 50% din totalul suprafeţei cercetate este ocupat de formaţiunile ce alcătuiesc unitatea tectonică de Palanca-Teleajen (pl. I).

Această suprafaţă este străbătută de numeroase pîrîuri în lungul cărora pot fi cercetate în amănunt numeroase aflorimente ale flişului de Palanca-Teleajen. Dintre acestea vom aminti însă numai afluenţii nordici ai văii Turia, apoi Valea Lungă, pîrîul Boroş, pîrîul Muncaci, Caratna, Peşelnic, Conic, Adînc, Bela şi Pîrîul Primejdios.

b) Litologie-stratonimie. Cercetarea profilelor amintite, duce în final la concluzia că, asociaţia litologică a stratelor de Bela-Petriceni, este simplă, monotonă chiar, astfel că nu găsim indicat să descriem fiecare profil în parte, ci să ne oprim în acest scop la versantul nordic al pîrîului Bela, apoi pe cel estic al Pîrîului Primejdios şi parţial cel sudic

[18] Arh. I.G.G. Bucureşti.

al pîrîului Valea Lungă. Restul văilor străbat aproape în totalitate în sens longitudinal, parte din succesiunea acestor depozite.

Urmărind versantul nordic al pîrîului Bela, de la confluența sa cu pîrîul Casin către vest, se poate observa o alternanță repetată de marno-argile siltice șistoase și gresii cu structură curbicorticală. Intercalațiile de gresii reprezintă cca o treime din succesiune. La anumite intervale apar intercalații de gresii cenușii-gălbui cu granulație medie pînă la grosieră, de tipul celor denumite mai departe gresii de Cotumba-Tătaru, cu grosimi variabile, uneori ajungînd la cca 40—60 m. De regulă, asociate acestor ultime tipuri de roci apar marne, variabile ca grosime, dar nedepășind niciodată 1—2 m. Marno-argilele siltice șistoase sînt cenușii cu tente verzui, deseori satinate din cauza conținutului fin de mică diseminată în masa rocii. Sînt dure și aschioase la rupere sau se separă în plăcuțe subțiri în urma alterației.

Gresiile curbicorticale sînt cenușii, gălbui, fine, calcaroase, cu un grad avansat de grano-clasare și foarte compacte. Au spărtură aschioasă, iar pe talpă prezintă numeroase bioglife, mai rar mecanoglife. La o observație mai atentă se identifică în masa rocii grezoase o laminație oblică sau încrucișată. Frecvent însă se întîlnește laminația convolută în toată masa rocii, textură de la care provine denumirea de gresii curbicorticale. Sub microscop, gresia apare cu granulație fină, cu ciment calcitic întîlnindu-se (foarte rar) elemente de șisturi cloritice.

Un alt aspect care se întîlnește uneori și care merită a fi semnalat este trecerea pe verticală de la gresii la marnoargilele șistoase. Aceasta se realizează prin intervenția unor siltite centimetrice sau subcentimetrice fără stratificație evidentă. De asemenea, am constatat către partea superioară a profilului respectiv, că procentajul arenitelor de tip Cotumba-Tătaru crește, astfel că trecerea de la stratele de Bela-Petriceni la gresia de Cotumba-Tătaru se realizează gradat. Rezultă așadar că în lungul profilului amintit stratele de Bela-Petriceni reprezintă în general ritmuri binare și sporadic ternare și că, cu cît urcăm în scara stratigrafică ritmurile ternare reprezintă habitusul normal al acestor depozite, marnele pierzîndu-și stratificația foioasă și compactizarea. Mai semnalăm de asemenea prezența către baza seriei de Bela-Petriceni a unor lentile sporadice de calcare sideritice.

În versantul estic al Pîrîului Primejdios se întîlnesc aceleași succesiuni litologice la care se adugă însă și unele elemente noi. Astfel, în partea mediană a succesiunilor apar frecvente intercalații de gresii de tip Cotumba-Tătaru în grosimi de ordinul metrilor, cu intercalații de marne cenușii, albăstrui micafere. În unele locuri se observă alternanțe de gresii curbicorticale cu gresii subțiri de tip Cotumba-Tătaru separate prin marne șistoase.

În sfîrșit la sud de Valea Lungă intercalațiile de gresii de tip Cotumba-Tătaru, de la partea superioară a succesiunii, prezintă numeroase efilări și dichotomii. Remarcăm de asemenea că, gresiile convolute devin mai groase (20—30 cm grosime), prezintă fenomene de exfoliere precum și numeroase diaclaze umplute cu calcită, în timp ce intercalatiile fine sînt lipsite de șistuozitate.

În concluzie, se poate afirma că stratele de Bela-Petriceni sînt reprezentate printr-un fliș tipic cu grosime mare.

În cuprinsul său se întîlnesc ritmuri dese, gresiile în acest caz prezentînd un grad avansat de granoclasare, și structură orientată. În multe cazuri pe aceste gresii s-au observat laminații de curent (current bedding), oblice, paralele sau încrucișate și de regulă convolute (convolute bedding). O altă caracteristică a gresiilor o constituie prezența a numeroase hieroglife în special de tip bioglific. În sfîrșit constatăm prezența unor episoade de fliș grosier la partea sa mediană și superioară.

c) Vîrstă. Pentru stabilirea vîrstei acestor depozite am apelat la toate datele macropaleontologice semnalate pînă acum în Carpații Orientali, ca și la cele de micropaleontologie.

Astfel, P r e d a (1925) citează prezența orbitolinelor în valea Vărbilăului (exemplare rare), recunoscute mult mai tîrziu și de către alți autori în flișul intern din regiunea văii Teleajen. În continuare din cuprinsul seriei de Teleajen, P o p e s c u, (1958) citează formele : *Metahamites* sp. ; *Leptohoplites* sp. aff. *L. cantabrigensis* S p a t h și *Hamitoides* sp. Din aceleași depozite, M u r g e a n u et al. (1963), citează exemplare de : *Subschlöenbachia rostrata* (S o w.), *Neohibolites* cf. *minimus* (L i s t.) și *Inoceramus cripsi* (M a n t.), din partea inferioară a flișului de Teleajen. B ă n c i l ă (1958) citează specia *Douvilleiceras monile* S o w., găsită în 1955 de A g h e o r g h i e s i în valea Ostra. Această ultimă fosilă a fost colectată in realitate din stratele de Toroclej, astfel că ea va fi luată în considerare la capitolul respectiv. Facem această precizare bazîndu-ne pe descrierile prezentate în raport și propriile noastre observații în punctul în care a fost găsită forma fosilă citată.

Tot din zona de curbură a Carpaților sînt citate apoi formele : *Puzosia* sp. aff. *planulata* (S o w.), *P.* aff. *mayioriana* (d'O r b.), *Neohibolites minimus* (L i s t.), *Lechites* sp. aff. *L. gaudini* (P i c t. et C a m p.) găsite de Ș t e f ă n e s c u (1965) ; (L i s t.) ; și un Parahoplitid identificat de F i l i p e s c u și G r i g o r e s c u (1966). În aceleași depozite, în 1955, M ü n t z a întîlnit pe pîrîul Bolovăniș, un exemplar de *Puzosia subplanulata* (S c h l u t.).

Listei de mai sus îi mai adăugăm un exemplar de *Puzosia* sp. găsite de P a t r u l i u s (fide I. B ă n c i l ă, 1958) pe pîrîul Rotarului, la Hangu, precum și un exemplar de *Douvilleiceras* sp. aff. *D. monile* S o w e r b y figurat de N i c o l a e s c u, G a i ț ă și P a t r u l i u s (1966) din regiunea cercetată de noi și anume de pe pîrîul Bela, la cca 1,5 km amonte de confluența sa cu pîrîul Casin. În același punct autorii mai semnalează și prezența unor fragmente de *Puzosia* sp.

Încercînd o apreciere asupra acestor forme se poate trage concluzia că în afară de Parahoplitidul menționat, care atestă Apțianul superior, restul sînt specii albiene.

Concluziile care se impun în urma studiului micropaleontologic a peste 80 de probe sînt mai puțin convingătoare, întrucît asociațiile întîlnite cuprind forme ce apar începînd din Barremian sau Apțian și se

continuă pînă în Cenomanian, motiv pentru care nu mai găsim indicat a le menționa.

Reținem faptul că specia *Haplophragmoides concava* (Champ.) aparțin după Săndulescu (1967) exclusiv Albianului și că asociația în care se întîlnește : *Plectorecurvoides alternans* Noth. *Haplophragmoides gigas* Cushm. var. *minor* Nauss ; *Glomospira iregularis* și *G. gaultiana* Berthelin caracterizează Albianul cu *Douvilleiceras.*

Cît privește limitele lito-stratigrafice ale stratelor de Bela-Petriceni, considerăm că pînă în prezent nu a putut fi observată în Carpații Orientali, baza acestei formațiuni.

Limita superioară se poate urmări destul de ușor pe teren întrucît trecerea la termenul imediat superior se realizează prin apariția, în imediata vecinătate a limitelor de separație a unor bancuri (la început destul de subțiri) de gresii cenușii, gălbui, albicioase, medii pînă la grosiere, caracteristice pentru faciesul de Cotumba-Tătaru. Tot în zona de limită se păstrează în schimb, pe o grosime de cca 50—100 m, intercalațiile de marno-argile cenușii, șistoase, caracteristice flișului de Bela-Petriceni.

Această trecere am observat-o pe unii afluenți sudici ai văii Lunga, pîrîul Boroș și afluenții vestici și estici ai pîrîurilor Caratna, Primejdios, Boroș și Muncaci.

Toate aceste date ne-au determinat în final să admitem că în regiunea Turia-Casin stratele de Bela-Petriceni au vîrstă reprezentînd Albianul, existînd și unele indicații pentru Apțian superior și că termenul următor, anume gresia de Cotumba-Tătaru, poate începe în unele locuri din partea terminală a Albianului *str. s.*

2. **Gresia de Cotumba-Tătaru (Albian str. s-Vraconian sup.)**

Grosimea acestor depozite însumează 700 m în Pîrîul Primejdios și cca 500 m în restul zonei cercetate.

Sinonimii : strate de Babșa *p. parte* (Athanasiu, 1905) ; orizont grezos al Apțianului (Macovei și Atanasiu, 1926) ; Apțian-orizont mediu, gresii și conglomerate (Macovei și Atanasiu, 1931) ; orizontul grezos al Apțianului *p. parte* (Cernea, 1952), orizont grezos (Filipescu, 1955) ; gresia de Cotumba (Băncilă, 1958) gresia de Sita-Tătaru (Marinescu, 1957—1958) ; complex grezos (Albian mediu și superior, Filipescu, 1961) ; seria flișului curbicortical-complexul grezos (Săndulescu, 1970) [19] ; orizont grezos (Alexandrescu, 1966) ; orizont grezos conglomeratic-gresia de Cotumba (Joja et al., 1968) ; strate (gresia) de Cotumba-Tătaru (Bucur, 1969, 1970).

Față de sinonimiile prezentate, acceptăm ca mai definitorie denumirea de gresia de Cotumba-Tătaru, cunoscut fiind faptul că în localitățile extreme, Cotumba în nord și Tătaru în sud, depozitele respective oferă succesiuni complete.

a) Răspîndire. În regiunea dintre Plăieși și valea Turia, faciesul de Cotumba-Tătaru se urmărește de la vest de o linie convențională, (orien-

[19] *Op. cit.* pct. 17.

tată nord-sud) ce începe de la vest de satul Pietriceni și se termină în dreptul satului Casinul Nou.

Din harta noastră reiese că gresiile de Cotumba-Tătaru sînt cantonate, ca și stratele de Bela-Petriceni care le suportă, în partea central-vestică a regiunii cercetate. Terenurile ocupate de aceste depozite sînt străbătute de o serie de văi cum ar fi : valea Turia, Valea Lungă, pîrîul Boroș, pîrîul Muncaci, pîrîul Caratna și Pîrîul Primejdios ca și o altă serie de afluenți ce străbat chiar și unitatea de Ceahlău în partea nord-vestică a regiunii. Cele mai complete informații privind litologia acestor depozite le-am obținut din valea Turia, Valea Lungă, pîrîul Boroș (afluenți estici), izvoarele pîrîului Bela și afluenții sud-vestici ai Pîrîului Primejdios care curg din vîrful Țețelea, către nord. Toate aceste profile ne oferă posibilitatea stabilirii unei coloane tip.

b) Litologie-stratonimie. Asociația litologică a gresiei de Cotumba-Tătaru, este în general simplă remarcîndu-se cîteva elemente predominante.

În primul rînd sînt de menționat gresiile, de obicei cu granulație medie, dezvoltate pe mai bine de 2/3 din succesiunile întîlnite, apoi marno-argilele, cel de-al treilea element fiind gresiile conglomeratice sau conglomeratele mărunte.

Cu aceste caractere, aceste depozite pot fi întîlnite în întreaga zonă cercetată.

Gresiile sînt în cea mai mare parte medii pînă la grosiere, cu totul sporadic, devenind conglomeratice. De obicei sînt granoclaste, prezentînd grade variabile de compactare. Prezintă de asemenea o structură laminară, foarte rar intervenind ondulări în aceste laminări.

Pe talpă se observă urme de curent, foarte rar și bioglife. În unele cazuri, aceste gresii prezintă separații în plăci. De remarcat abundența micei fin diseminată în masa rocii sau concentrată pe fețele de separație. Pe aceleași fețe, deseori se observă resturi de plante incarbonizate. La anumite nivele se întîlnesc și gresii foarte fine cu ciment argilos și cu o șistozitate pronunțată. Grosimea bancurilor de gresii este variabilă, de obicei de ordinul metrilor, între bancuri intercalîndu-se marnele. Culoarea rocii, în spărtură proaspătă, este cenușie, iar prin alterație ruginie-gălbuie sau albicioasă.

Privită sub microscop, gresia de Cotumba-Tătaru are, de obicei, o matrice argiloasă cloritică, în care sînt prezenți oxizii de fier. Fragmentele litice sînt șisturi cristaline, roci silicioase, cuarț, muscovit și biotit parțial cloritizat.

La diferite nivele apar gresii grosiere, conglomeratice care treptat trec la conglomerate mărunte.

Gresiile conglomeratice sînt de ordinul metrilor în timp ce conglomeratele depășesc uneori 15 metri grosime. Obișnuit însă grosimea lor nu depășește pe cea a gresiilor grosiere. Mărimea elementelor incluse este subcentimetrică. Apariția acestor nivele cu roci detritice în succesiunea acestei formațiuni nu este preferențială ci întîmplătoare. Studiul petrografic al unui eșantion de conglomerat luat din Pîrîul Pri-

mejdios, a arătat o asociație de elemente litice alcătuite din șisturi cristaline, cuarț, roci eruptive granofirice, roci calcaroase criptocristaline bogate în conținut microfaunistic (se vor prezenta atunci cînd se va vorbi de vîrstă).

Aminteam mai înainte de intercalațiile marnoase-argiloase, care separă bancurile de gresii. Acestea sînt compacte, cenușiu-închise, vinețiii în spărtură proaspătă și cenușiu-gălbui prin alterație. Acestor lutite li se asociază în multe cazuri resturi de plante incarbonizate. De obicei marnele au grosimi metrice dar niciodată nu depășesc 10—15 m grosime.

Menționăm faptul că în Valea Lungă, valea Turia și pîrîul Bela apar foarte rar intercalații metrice de depozite ce amintesc pînă la identitate de flișul curbicortical.

Considerăm astfel de intercalații ca recurențe faciale, care intervin și în orizonturile superioare, gresia de Cotumba și în special în timpul depunerii stratelor de Turia.

Cît privește aflorimentele ce se întîlnesc pe celelalte profile, remarcăm pe afluenții estici ai pîrîului Boroș, că bancurile de gresii au de obicei 5—10 m grosime, un bogat conținut de mică și că tot aici se întîlnește o intercalație de conglomerate mai importantă sub care se dispun bancuri metrice de gresii grosiere în care sînt „înfipte" bucăți de cuarț alb-cenușiu rotunjit, de mărimi subcentimetrice. Încercînd să urmărim aceste rudite, la același nivel stratigrafic pe alte profile, am constatat că ele nu se mai reîntîlnesc, fapt care demonstrează substituția lor prin gresii. Mai reținem tot pentru pîrîul Boroș raritatea intercalațiilor ruditice.

La izvoarele pîrîului Bela am constatat prezența aproape în exclusivitate a gresiilor descrise pînă acum. Această situație se menține și în bazinul pîrîului Caratna, dar se prezintă puțin schimbată în Pîrîul Primejdios. Aici, coloana litologică a faciesului de Cotumba-Tătaru este mai completă, putîndu-se urmări pachete masive de gresii și intercalații metrice de lutite cenușiu-vinețiii, gresii cenușiu-verzui șistoase, precum și cîteva nivele de gresii ruditice care însumează 6—8 m grosime. Ca și în celelalte cazuri, pe direcție, materialul grosier își pierde individualitatea, el fiind substituit de gresii diferite atît ca culoare cît și ca componență litologică sau granulometrică.

c) Vîrstă. În ce privește vîrsta acestor depozite vom menționa, că prima fosilă semnalată în aceste depozite, găsită de Mrazec, a fost determinată de Murgeanu (1934) ca *Puzosia mayoriana* (d'Orb.). Din aceleași depozite, Filipescu (1936) citează *Neohibolites minor*, Sttoley, iar Băncilă (1958) *Puzosia communis* Spath. Lista se completează apoi cu specia *Neohibolites minimus* (List.) și cu formele găsite de Marinescu și Mocanu (fide Băncilă, 1958) și anume: *Anisoceras armatum* (Sow.), *Parahibolites tourtiae* Weigner, *Inoceramus concentricus* Park, *Neohibolites minimus* (List.), *Phylloceras veledae* Mich. și *Hamites* sp. forme atribuite de autori, Vraconianului.

În secțiunile subțiri executate pe eșantioanele colectate din nivelele grosiere sau microconglomeratice ale stratelor de Cotumba-Tătaru,

am întîlnit elemente de microfaună de vîrstă barremiană și apțiană, indiscutabil remaniate în aceste depozite, anume : Ataxophragmidae ; Miliolidae *(Quinqueloculina), Orbitolina* sp., *Gaudrina* sp., *Coscinoconus elongatus* Leopold, *Ammodiscus* sp.

Macrofosilele citate pînă aici împreună cu datele paleontologice de care dispunem noi, oferite de depozitele din culcușul și acoperișul de Cotumba-Tătaru, ne îndreptățesc să plasăm gresia de Cotumba-Tătaru din regiunea Turia-Casin în Albian *str. s.*—Vraconianul mediu.

3. Strate de Turia (Vraconian superior-Cenomanian mediu)

Grosimea sub care se dezvoltă stratele de Turia este de 375 m la nord de valea Turia, 350 m în Valea Lungă și 175 m în Pîrîul Primejdios.

În flișul cretacic dintre valea Turia și sud valea Uzului (pîrîul Fagului-Cozmeni) separarea acestor entități lito-stratigrafice s-a realizat prin cercetările noastre (Bucur, 1961). Cercetînd într-o primă etapă sectorul situat între bazinul văii Turia și Valea Lungă, situat în imediata vecinătate a faliei Lutu-Roșu, atenția ne-a fost reținută de faptul că între stratele de Lutu-Roșu, care încheie succesiunile litologice ale unității de Palanca-Teleajen și gresia de Cotumba-Tătaru se interpune, pe o grosime de aproximativ 300 m, un pachet de strate, care la o observație sumară amintește de stratele de Bela-Petriceni. Am denumit atunci aceste depozite strate de Turia. În același an încercînd să identific prezența lor la sud și la nord de sectorul în care le-am descris prima dată, am constatat că între pîrîul Fagului (est Cosmeni) și Dalnic-Cernatu, aceste depozite își păstrează individualitatea constituind o bandă cartografică ușor de recunoscut. Mai tîrziu am urmărit aceleași depozite pînă în bazinul văii Bicazului.

Încercînd apoi să identific Stratele de Turia la sud de depresiunea Tg. Secuiesc-Brețcu, mai exact la est de semifereastra Teliu, am constatat că din punct de vedere litologic și stratigrafic nu se mai pot recunoaște depozite similare acestor strate.

Această situație ne-a determinat atunci, ca și acum, să subscriem punctul de vedere emis de Filipescu (1952) care opiniază pentru o corelare a argilelor roșii și verzui din valea Turia cu depozite similare amplasate mai către interiorul flișului cretacic intern, zonă în care s-ar plasa și stratele de Turia. Stratigrafic vorbind ar fi posibil ca stratele de Turia să fie corelabile cu „seria" de Dumbrăvioara separată de Popescu între valea Prahovei și valea Buzăului (1958) cu mențiunea că, corelarea trebuie să se realizeze în cuprinsul aceleiași unități structurale.

Stratele de Turia, descrise de obicei ca orizont marnos cu pelosiderite de către toți cei care s-au ocupat cu studiul flișului curbicortical dintre Trotuș și sud depresiunea Tg. Secuiesc începînd cu 1958, au fost separate și descrise de către L. Atanasiu și M. Săndulescu (1958) [20], I. C. Bucur (1961) [20'], Filipescu și Săndulescu (1963),

[20] Arh. I.G.G. București.

[20'] *Op. cit.* pct. 6

Săndulescu și Săndulescu (1965) și Nicolaescu și Gaiță (1966).

Cît privește modul în care a fost abordată stratigrafia lor în diverse lucrări [21], între valea Turia și sud valea Trotuș, precizăm că, partea lor superioară a fost atașată complexului argilelor roșii și verzui de Lutu-Roșu, în timp ce partea lor inferioară a fost considerată ca o recurență facială a flișului curbicortical, situație care se reîntîlnește uneori și în cuprinsul gresiei de Cotumba-Tătaru.

Sinonimii : strate de Dumbrăvioara *p. parte ?* (Popescu, 1958) complex marnos-grezos superior (Atanasiu — Săndulescu, 1958) [22] complex șistos-grezos cu pelosiderite (Filipescu și Săndulescu, 1963) ; complex marnos cenușiu-negricios (Alexandrescu, 1964) ; complexul șistos-grezos superior (Săndulescu, 1965) ; orizontul marnos-grezos-cenușiu (Alexandrescu, 1966); complexul marnelor cenușii (Nicolaescu și Gaiță, 1968).

a) Răspîndire. Stratele de Turia ocupă o suprafață redusă în cuprinsul regiunii cercetate, ele putînd fi urmărite ca o bandă cartografică continuă cu direcția nord-sud începînd din valea Turia și pînă la nord de dealul Balaj.

Pentru urmărirea litologiei, aflorimente bune oferă afluenții nordici ai văii Turia, apoi sectorul din jurul băilor Balvanioș și sectorul de la nord de dealul Balaj, mai exact un profil transversal care urmărește un scurt tronson al șoselei Casinului Nou-Cosmeni. În sfîrșit un mic petec mai apare și în valea Boroș în axul unei cute sinclinale.

b) Litologie-stratonimie. Într-o caracterizare generală, despre stratele de Turia se poate afirma că sînt alcătuite din marne cu intercalații de gresii curbicorticale și gresii drepte care au numeroase bioglife la partea lor inferioară și în care la anumite nivele se intercalează pelosiderite și argile. Sîntem deci în prezența unui facies marnos-grezos, elementele asociației litologice avînd un conținut bogat în CO_3Ca, în timp ce pelitele ocupă aproximativ 2/3 din succesiuni. O altă caracteristică este culoarea cenușie-albăstruie cu pete gălbui-albicioase pe suprafețele de alterație.

În bazinul văii Turia un profil bine deschis ne-a arătat trecerea de la gresiile de Cotumba-Tătaru. La partea inferioară a stratelor de Turia, mai apar doar cîteva intercalații submetrice (uneori ajung și la 1,5 m grosime) de grésii, comparabile doar cu cele din formațiunea subjacentă (Cotumba-Tătaru). Despre prezența unor gresii foarte groase în partea mediană a stratelor de Turia, menționate de Săndulescu (1964) [23] în valea Trotușului, sub numele de gresia de Ciughieș, nu poate fi vorba în regiunea noastră, întrucît aceste gresii se efilează la est de Cozmeni.

[21] *Op. cit.* pct. 3, 4, 5, 12.
[22] Arh. I.G.G. București.
[23] *Op. cit.* pct. 17.

În continuare, coloana litologică a stratelor de Turia cuprinde o alternanță de marne cenușii-vinețiii, calcaroase, compacte, fin micafere în care se întîlnesc intercalații de 10—15—20 cm de gresii curbicorticale, cu granulație fină sau gresii drepte ce se desfac în plăci mari. Gresiile au ciment calcitic. Materialul detritic este foarte variat ca dimensiune, fragmentele litice fiind rare și de regulă reprezentate prin șisturi cristaline. Muscovitul și biotitul prezintă treceri la clorit. Semnalăm de asemenea prezența anumitor minerale grele ca granat și staurolit precum și a feldspatului sericitizat sau caolinizat. Din loc în loc apar intercalații de pelosiderite dure, groase de 5—10 cm.

Marnele sînt compacte și destul de dure. Către partea superioară ele își pierd din compactare ca dealtfel și gresiile care de regulă sînt drepte și au granulație medie. Cît privește gresiile curbicorticale acestea sînt granoclasate și cu lamine convolute. Rareori în aceste depozite am putut observa o laminație oblică sau încrucișată. Remarcăm de asemenea prezența unor gresii decimetrice foarte micafere cu urme și impresiuni de plante.

Rezultă din cele prezentate că asociația litologică este alcătuită din lutite și arenite cel de-al treilea element intervenind sporadic, iar în acest caz, el este reprezentat fie de gresiile grosiere de tip Cotumba-Tătaru fie de pelosiderite.

Către partea superioară marnele sînt mai puțin compacte, gresiile sînt mai sporadice pentru ca treptat, acestea în partea terminală să dispară. Acest fapt îngreunează foarte mult separarea stratelor de Turia de cele de Lutu-Roșu. La 50—70 m grosime stratificată deasupra nivelului unde gresiile practic au dispărut, apar argile roșii și verzui, marcînd baza ultimului termen al Cretacicului din unitatea de Palanca-Teleajen și anume stratele de Lutu-Roșu.

În sectorul băilor Balvanioș față de litologia descrisă mai sus, se adaugă în treimea interioară, gresii de tip Cotumba-Tătaru, mai groase dar nedepășind însă 2 m, precum și marne cu un aspect slab bariolat reprezentate prin alternanțe de nivele de marne cenușii cu nivele de marne albicioase. Tot aici, în gresiile amintite, mai exact, la partea lor inferioară am întîlnit numeroase bioglife precum și geode umplute cu calcit.

În extremitatea de nord-vest, în sectorul dealului Balaj, mai notăm, prezența a 4 intercalații de gresii tip Cotumba-Tătaru la partea medie-superioară a stratelor de Turia, precum și individualizarea unui pachet de 10 m marne compacte dure cu stratificație centimetrică. Prezența acestui pachet de roci sugerează că ne găsim la partea terminală a stratelor de Turia. Plasîndu-ne într-o succesiune completă, ar urma să întîlnim apoi stratele de Lutu-Roșu, care nu mai apar în regiunea cercetată datorită intervenției șariajului stratelor de Ceahlău la acest nivel.

c) Vîrsta. Primele macrofosile (amoniți) în aceste depozite au fost întîlnite la sud de valea Turia (Icafalău) de către Filipescu și Săndulescu (1963). Autorii citează aici prezența speciilor *Stoliczkaia* cf. *notha* Selley, la partea superioară a succesiunii litologice și *Puzosia*

mayoriana (d'Orb.), alături de *Neohibolites minimus* (List.). Am acordat prioritate acestor argumente de vîrstă, întrucît locul de colectare se găsește amplasat imediat la sud de valea Turia, deci în imediata vecinătate a sectorului în care stratele de Turia au fost separate de noi pentru prima dată.

Mai reamintim că Popescu (1958) cercetînd zona cretacică dintre Prahova și Buzău citează din „seria" de Dumbrăvioara, aparținînd altui aliniament structural următoarea faună : *Parahibolites touritiae*, *Anisoceras* sp. ; *Aucellina grypheoides* și *Rotalipora appenninica*.

Întrucît noi nu sîntem convinși că locul din care Popescu citează fauna de mai sus, se corelează stratigrafic și structural cu zona stratelor de Turia, am considerat mai indicat să citățm mai întîi punctul fosilifer de la Icafalău.

Din sectorul Icafalău, mai exact de pe pîrîul Reti, unde reapar stratele de Turia, Nicolaescu și Gaiță (1968) citează apoi următoarea faună : *Stoliczkaia dispar* (d'Orb.) Bayle ; *Anisoceras armatum* (Sow.), *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.) și *Stomohamites* (?) sp. Fauna a fost găsită la 50 m sub limita superioară a stratelor de Turia (complex marnos în concepția autorilor).

Alexandrescu (1966) întîlnește apoi pe valea Negrileasa, în orizontul marnos-grezos cenușiu (echivalente stratelor de Turia) speciile : *Stoliczkaia* cf. *notha* (Seelley) ; *Mortoniceras (Pervinqueria)* cf. *inflatumm* (Sow.) ; *Schapites hungardianus* d'Orb. ; *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.) ; *Anisoceras* sp. (? cf. *saussureanum)* (Pict.) sau cf. *ornatum* Sow. sp. ; *Phylloceras (s.l.* cf. *velledae), Puzosia* sp. ; *Aucelline gryphaeoides* (Sow.) ; *Inoceramus* sp. faună care caracterizează Vraconianul, corespunzînd după Spath și Breistroffer zonelor „substuderi" și „dispar".

În sfîrșit din stratele de Turia ce aflorează imediat la nord de valea Turia noi am recoltat *Parahibolites* (ex gr.) *touritiae* Weigner, *Euphylloceras* sp. și o crosă de *Hamites* sp. (pl. VIII fig. 2 ; IX fig. 2.

În probele colectate de noi din stratele de Turia de la nord de valea cu același nume, din sectorul Balvanioș, și la nord de dealul Balaj, au fost identificate speciile : *Rotalipora reicheli* Monrod ; *R. turonica* Brotzen ; *R. evoluta* Sigal ; *Hedbergella planispira* (Tappan) și *Dendrophrya excelsa* (Grzb.) alături de alte forme comune. Săndulescu (1965, 1967) citează din regiunea văii Casinului, respectiv din jumătatea inferioară ceea ce autoarea consideră „Orizontul marnos-grezos superior", următoarele microfosile, care în accepțiunea sa corespunde Albianului superior : *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu, *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss), *Pleurostomella obtusa* Berth, *Hedbergella infracretacea* (Glaess.).

Datele de care dispunem acum ne îndreptățesc să atribuim stratele de Turia la intervalul geologic Vraconian superior-Cenomanian (mediu), ținînd seama bineînțeles de toate elementele de faună cunoscute pînă în prezent.

4. Stratele de Lutu-Roşu (Cenomanian superior-Turonian mediu)

Reprezintă ultimul termen stratigrafic al flişului unităţii de Palanca-Teleajen care aflorează în sectorul Turia-Casin, fiind localizat în partea sa de vest, mai exact între partea superioară a stratelor de Turia şi falia Lutu-Roşu.

Primele aflorimente apar în valea Turia, de unde se urmăresc apoi din aproape în aproape pînă la nord de băile Balvanioş, unde dispar sub avansarea şariajului unităţii de Ceahlău.

Sinonimii: orizontul marnelor roşii (s.l. Murgeanu, 1927); orizontul marnelor roşii (*s.l. Filipescu,* 1933); orizontul marno-argilelor roşii (Băncilă, 1952); orizontul marno-argilelor roşii inferioare (Filipescu, 1955); orizontul marnelor roşii (Filipescu, 1957); orizontul marno-argilelor roşii şi vărgate (argile de Lutu-Roşu), (Băncilă, 1958); strate de Lutu-Roşu (J. Gherman şi M. Solcan, 1958) [24]; strate de Lutu-Roşu (K. Muntz, 1959) [25]; strate de Lutu-Roşu (G. Dumitrescu et al. 1959) [26]; strate de Lutu-Roşu (I. C. Bucur, 1961) [27]; seria cenomanian-senonian inferioară (Filipescu şi Săndulescu, 1963; orizontul marno-argilelor roşii şi cenuşii (Alexandrescu şi Bratu, 1964); orizontul marno-argilelor roşii şi verzi (Alexandrescu, 1966); complexul marnelor argiloase roşii (Nicolaescu şi Gaiţă, 1968).

a) *Răspîndirea.* Stratele de Lutu-Roşu ocupă o suprafaţă foarte redusă în cuprinsul regiunii studiate, putînd fi urmărite începînd din valea Turia (succesiuni litologice mai complete apar la sud de această vale) şi pînă imediat la nord de Valea Lungă, zonă în care aceste depozite dispar sub şariajul unităţii de Ceahlău.

Succesiuni litologice mai complete în stratele de Lutu-Roşu care aflorează în regiunea Turia-Casin se pot urmări în valea Turia şi imediat la nord de această vale, precum şi pe o mică suprafaţă în vecinătatea staţiunii balneo-climaterice Balvanioş.

b) Litologie-stratonimie. Asociaţia litologică a stratelor de Lutu-Roşu este alcătuită de obicei din asociaţii litologice ternare, marne, argile, gresii verzi, al patrulea element apărînd foarte sporadic iar în acest caz fiind reprezentat prin marnocalcare. În succesiunile urmărite se întîlnesc marne cenuşii în spărtură proaspătă şi cenuşii-deschise, iar prin umezire acestea devin cenuşii-albăstrui.

Argilele sînt fie cenuşii-verzui cu pete ruginii, cînd conţin material siltic (pînă la siltite argiloase), fie roşii-vişinii cînd sînt lipsite de material siltic. Cel de-al treilea element litologic este reprezentat de intercalaţiile centimetrice de gresii cenuşii, în general slab consolidate şi micafere. În sfîrşit, ultimul element, marno-calcarul apare lenticular sub formă de fragmente paralelipipedice, mai rar sub formă de elipsoizi.

[24] *Op. cit.* pct. 13.
[25] Arh. I.P.G.G. Bucureşti.
[26] Arh. I.P.G.G. Bucureşti.
[27] *Op. cit.* pct. 6.

Ritmurile sînt destul de frecvente, astfel că în aflorimentele complete sîntem confruntaţi cu dese secvenţe litologice pe intervale destul de reduse. Caracteristica acestor depozite o constituie prezenţa argilelor roşii la diferite nivele. În legătură cu limitele între care se dezvoltă aceste depozite, care însumează grosimi variabile (250 m în valea Turia şi 150 m în Valea Lungă), menţionăm că separarea lor de stratele de Turia nu este tranşată. Despre o limită superioară nu putem de asemenea vorbi, întrucît coloana lor litologică este retezată de linia tectonică Lutu-Roşu.

Încălecarea unităţii de Ceahlău de-a lungul acestei linii se realizează tocmai la nivelul stratelor de Lutu-Roşu, care probabil au servit drept pat de alunecare al avansării peste unitatea de Palanca-Teleajen. Datele din sectoarele limitrofe şi în special din zona de la sud de valea Turia, ne îndreptăţesc să credem că, sub falia Lutu-Roşu se mai pot întîlni, şi în regiunea cercetată, alţi termeni mai noi aparţinînd aceloraşi strate de Lutu-Roşu.

c) Vîrstă. Pînă în prezent în aceste depozite nu s-au găsit macrofosile. Probele colectate de noi pentru studiul micropaleontologic conţin o asociaţie necaracteristică de foraminifere aglutinante.

Din această cauză vom apela la argumente din sectoare mai apropiate sau mai îndepărtate.

În perioada 1927—1930, Murgeanu şi Filipescu, pe baza speciei de *Globotruncana linneana* (d'Orb.), consideră aceste depozite ca fiind de vîrstă senoniană. În 1955, Filipescu întîlnind într-un orizont superior argilelor roşii inferioare, forme de *Globotruncana* mono- şi bicarenate, atribuie întregul complex Cenomanianului superior-Turonianului inferior. Băncilă (1958), apelînd la aranjamentele paleontologice oferite de depozitele ce apar în semifereastra Teliu este de părere că marno-argilele roşii şi vărgate reprezintă Vraconian-Cenomanianul. Alexandrescu şi Bratu (1964) întîlnesc două nivele cu foraminifere în stratele de Lutu-Roşu. Primul nivel, cu *Rotolipora appeninica, R. reicheli, Marsonella oxycona* şi *Clavulinoides gaultianus carinatus,* reprezintă Cenomanianul, iar cel de-al doilea, cu faună aglutinantă, indică o serie comprehensivă, Cenomanian-Turonianul şi eventual Senonianul inferior.

Filipescu şi Săndulescu (1963), cercetînd un sector situat imediat la sud de valea Turia, întîlnesc în baza stratelor de Lutu-Roşu, specia *Rotalipora appenninica* care apare în Vraconianul superior şi persistă în Cenomanian. La partea terminală a stratelor de Lutu-Roşu, aceiaşi autori au întîlnit speciile : *Globotruncana lapparenti coronata* şi *G. arca,* care apar din Senonian. Între nivelele astfel datate, autorii urmăresc o succesiune litologică, fără discontinuităţi, fapt care atestă pentru strate de Lutu-Roşu vîrsta Cenomanian-Senonian inferior.

Situaţia geologică din sectorul Cernatu indicată de autorii citaţi mai înainte, (un mic sinclinal cu aflorimente bune pe ambele flancuri), nu se mai repetă şi în regiunea cercetată de noi, dar ţinînd seama de faptul că stratele de Lutu-Roşu stau pe stratele de Turia (Vraconian superioar-Cenomanian mediu ? după macrofaună) şi că şariajul unităţii

de Ceahlău maschează aici termenii superiori ce aflorează în sectorul Cernatu, am considerat că aflorimentele stratelor de Lutu-Roșu din regiunea noastră, reprezintă Cenomanianul mediu și Turonianul inferior, fiind posibil ca sub falia Lutu-Roșu să existe și restul termenilor din sectorul Cernatu.

C) Unitatea de Macla-Zagon

Stratele de Cason [Albian terminal (?) -Vraconian-Cenomanian-Turonian-Senonian (?)]

Deși denumirea de pîrîul sau valea Cason se găsește menționată pe hărțile mai vechi, am considerat-o totuși mai potrivită, pentru a evita orice referire și eventual confuzie cu „stratele de Cașin" separate în semifereastra Putna-Vrancea (Dumitrescu, 1952), sector în care acestea acupă cu totul altă poziție în scara stratigrafică precum și în cadrul aranjamentului structural al semiferestrei tectonice amintite. Precizăm că asupra stratelor de Cason am început să facem menționi încă din 1966 [28].

Stratele de Cason însumează în regiunea Turia-Casin o grosime variabilă. Urmărindu-le din nord către sud, aceste depozite însumează grosimi de ordinul metrilor la gura pîrîului Bela, pentru că la nord de satul Valea Seacă, să ajungă la 300—350 m.

Pentru regiunea Turia-Casin, separarea acestor strate reprezintă ca și în cazul stratelor de Turia, un alt element nou. În perioada 1961—1963, sesizîndu-i numai o parte din deosebirile nete față de flișul curbicortical, am acceptat punctul de vedere exprimat de Băncilă (1958), care semnalează existența unor benzi de marno-argile roșii în zona externă de afloriment a stratelor de Palanca. De asemenea, Popescu (1958) menționează existența unor astfel de depozite între valea Teleajen și valea Buzăului, ca reprezentînd, în concepția sa, variații laterale de facies ale seriei de Teleajen.

De asemenea, tot atunci, am acceptat parțial punctul de vedere exprimat de Filipescu (1955) în legătură cu componența litologică, a stratelor de Zagon, întrucît d-sa a înglobat la acestea o serie de depozite care nu se regăsesc în succesiunile flișului de Cason din regiunea noastră.

Așadar, neputînd să ne formulăm la acea dată un punct de vedere suficient de argumentat, datorită faptului că nu cunoaștem situația exactă de la Zagon, sau din alte sectoare de la nord de valea Uzului, am inclus atunci ceea ce vom descrie acum ca strate de Cason, la stratele de Palanca.

Cercetările noastre de detaliu executate după 1963 pe profilele sectoarelor amintite mai sus ne-a permis concluzia că între stratele de Bela-Petriceni și stratele de Toroclej se întîlnesc o serie de depozite cu caractere lito-stratigrafice distincte și care reprezintă numai parțial

[28] Arh. I.P.G.G., București.

stratele de Zagon (Filipescu, 1955, 1957) sau pe cele descrise de Popescu, în 1958, ca strate de Macla. Mai adăugăm că Şoigan (1958), Nicolaescu şi Gaiţă (1966) nu semnalează prezenţa acestor depozite în regiunea cercetată de noi.

Sinonimii: strate de Zagon *p. parte* (Filipescu, 1955—1957); flişul curbicortical (Băncilă, 1953); strate de Macla *p. parte* (Gr. Popescu, 1958); complexul stratelor de Zagon (Murgeanu-Filipescu et al., 1961); seria de Macla-Zagon (Dumitrescu et al., 1968); seria de Macla (*p. parte* (Ştefănescu et al., 1965).

a) Răspîndire. Stratele de Cason aflorează în Valea Mare (Valea Seacă), pîrîul Conic, Pîrîul Adînc şi gura pîrîului Bela, formînd o bandă cartografică între stratele de Palanca şi stratele de Toroclej. Aceste depozite pot fi bine urmărite pe toţi afluenţii vestici ai pîrîului (valea) Mare şi pe toţi afluenţii vestici ai văii Casinului între Pîrîul Adînc şi pîrîul Bela. Dealtfel pe aceste profile se pot urmări succesiunile cele mai complete între reperele amintite.

b) Litologie-stratonimie. Înainte de prezentarea datelor de amănunt, o caracterizare generală a faciesului stratelor de Cason poate fi făcută astfel: marnele şi argilele ocupă 2/3 din succesiunile acestor depozite, iar gresiile, grezo-calcarele şi calcarele, restul.

Trecînd la observaţiile mai de amănunt, se constată că asociaţiile litologice sînt destul de variate, ritmurile ternare alcătuind alternanţe litologice foarte frecvente.

Coloana litologică a stratelor de Cason, între contactul tectonic cu stratele de Toroclej în culcuş şi pînă la stratele de Bela-Petriceni în acoperiş, cuprinde marne cenuşii-închise compacte, marne cenuşii-albicioase, marne verzui şi argile verzui sau roşii în care se intercalează de obicei gresii cenuşii cu granulaţie fină-medie cu structură curbicorticală sau gresii cu granulaţie medie şi care se desfac în plăci.

Gresiile curbicorticale sînt calcaroase, granoclasate şi foarte dure. De obicei grosimea lor este de 20—25 cm uneori chiar 50 cm.

Am întîlnit de asemenea gresii centimetrice negricioase cu o anumită cantitate de sulfură de fier. În literatură mai sînt citate astfel de gresii şi în alte sectoare, încît se pare că sîntem confruntaţi cu un microfacies caracteristic acestor depozite. Adăugăm aici că mici acumulări de sulfură de acelaşi fel au fost întîlnite de noi, cu alte ocazii, în Senonianul care aflorează pe Izvorul Alb (valea Uzului).

La anumite intervale prezenţa gresiilor aleuritice, şistoase, micafere, este de asemenea o caracteristică a stratelor de Cason.

Studiul petrografic al unor intercalaţii de gresii au arătat că pe un fond aleuritic calcaros apar granule de cuarţ şi minerale micacee. Pe alocuri se observă şi puţină pirită.

Alte secţiuni au arătat că gresiile au un ciment argilo-cloritic şi calcitic microgranular. Se mai remarcă orientarea mineralelor şi o mare bogăţie de cuarţ precum şi înlocuirea cimentului argilos cu cel calcitic.

Alături de gresii semnalăm de asemenea prezența grezo-calcarelor dure, diaclazate și a marnocalcarelor cu spărtură paralelipipedică. În partea mediană a succesiunii am întîlnit două intercalații de argile siltice roșii cu pete verzui dure, fiecare avînd peste 1 m grosime.

Demn de reținut este și faptul că pe toate profilele, în baza seriei (în apropierea stratelor de Toroclej) am întîlnit material brecios alcătuit din marne calcaroase, marne cenușii, marnocalcare, gresii cenușii satinate și argile negre șistoase cu luciu metalic. În Valea Mare, tot acest material este dispus haotic într-un afloriment de cca 6—8 m grosime stratigrafică. În alte locuri aceste brecii nu depășesc 1 m grosime, iar asociația litologică este dominată de argile negre cu luciu metalic în care sînt incluse fragmente angulare de roci mai dure.

În concluzie sedimentarul unității de Macla-Zagon poate fi definit ca fliș șistos, grezo-calcaros a cărui ritmuri cuprind ca element caracteristic gresii curbicorticale.

Gresiile prezintă numeroase mecanoglife, diferite ca formă și geneză și tot așa de frecvente bioglife. Reamintim de prezența, în treimea inferioară a concentrațiilor de sulfură de fier. Alături de aceste gresii se întîlnesc grezo-calcare și marnocalcare elemente care sugerează condiții pelagice de sedimentare. Dealtfel, prezența foraminiferelor calcaroase la anumite intervale litologice, ar fi poate un alt argument al afirmației de mai sus.

c) Vîrstă. De la început facem mențiunea că literatura geologică citează foarte rare elemente de macrofaună în aceste depozite dintre care menționăm mai întîi amonitul găsit de V o i c u mult mai la sud și semnalat de G r. P o p e s c u (1958), ca fiind un *Turrilites costatus* L a m. specia care demonstrează prezența Cenomanianului și apoi specia *Inoceramus sublabiatus* G o t t f r i e d M ü l l e r semnalată de F i l i p e s c u (1955) și considerată de acest autor ca fiind reprezentativă pentru Turonianul superior.

Tot F i l i p e s c u mai citează speciile *Rotalipora appenninica* și *Globigerina infracretacea* care indică de asemenea prezența Cenomanian-Turonianului în zona curbura carpatică.

Aceeași vîrstă o susține și P o p e s c u (1958) făcînd însă mențiunea că depozitele cu argile roșii de la marginea externă a seriei de Teleajen țin de această unitate și nu de șisturile negre.

Anticipînd, precizăm că noi considerăm stratele de Cason (respectiv depozitele unității de Cason) ca o entitate geologică independentă atît față de șisturile negre, dar și față de unitatea Palanca-Teleajen. Înțelegerea punctului nostru de vedere cere însă menționarea și a altor opinii în legătură cu stratele de Zagon și de Macla.

Astfel, F i l i p e s c u (1955—1957) susține că stratele de Zagon „stau concordant pe complexul gresiilor silicifiate din seria șisturilor negre" (p. 40).

Trebuie făcută precizarea că în accepțiunea lui F i l i p e s c u stratele de Zagon prezintă o litologie variată care se plasează în sectorul sud Covasna, între gresiile glauconitice din șisturile negre și baza flișului

marno-grezos conglomeratic cuprinzînd, după același autor, chiar și un mic segment litologic din succesiunile flișului amintit.

Mai exact spus la stratele de Zagon sînt incluse, ceea ce a fost separat și denumit imediat după 1955, ca strate de Bota (Marinescu, 1962) *p. parte* stratele de Macla (Popescu, 1958) stratele de Toroclej (Gherman, 1959 ; Bucur, 1961), stratele de Cason (Bucur, 1968), *p. parte* flișul curbicortical (Băncilă, 1958).

Studiind profilul văii care curge prin satul Păpăuți (sectorul Covasna), am reîntîlnit aici stratele amintite mai sus și am admis pe bază de argumente (tectonice) că relațiile dintre flișul de Toroclej și domeniul șisturilor negre (de care țin stratele de Bota) sînt tectonice și că aceleași relații se întîlnesc între stratele de Cason și cele de Toroclej, precum și între ceea ce noi denumim strate de Palanca-Teleajen și stratele de Cason, în sprijinul acestui aranjament tectonic venind și dispoziția geometrică ce se realizează între aceste entități lito-stratigrafice în spațiu de-a lungul Carpaților Orientali.

Cît privește observațiile lui Popescu (1958) în legătură cu existența unor pachete groase (100—200 m) de argile roșii, în partea externă a seriei de Teleajen, în alternanță cu marne și gresii curbicorticale, trebuie să facem mențiunea că : 1) argile roșii cu astfel de grosimi nu apar în regiunea noastră în cadrul stratelor de Palanca-Teleajen și nici chiar în cele de Cason, unde intercalațiile roșii sînt subțiri și apar în partea mediană a succesiunilor ; 2) arcozele granitice și granodioritice citate de același autor ca însoțind pachetele pelitice roșii se reîntîlnesc în ceea ce a fost definit ca strate de Bota (Marinescu, 1962), depozite care iau parte la alcătuirea unității de Audia.

În sfîrșit Ștefănescu et al. (1955) citează din seria de Macla speciile : *Scaphites meriani* Pict. et Camp. ; *Anisoceras perarmatum* Pict. et Camp. ; *Stoliczkaia dispar* (d'Orb.) ; *Metahamites* sp. *Puzosia* ap. aff *planulata* (Sow.) ; *Anisoceras* sp. care indică vîrsta Albian terminal-Vraconian.

De menționat că litologia indicată de autori pentru seria de Macla se întîlnește de asemenea numai parțial în regiunea Turia-Casin.

Ne-am referit la aceste date pentru a justifica posibilitatea separării unui termen nou în cadrul unității de Macla-Zagon (Dumitrescu et al., 1968), în regiunea Turia-Casin (ca și în zona Covasna) și pentru ce am considerat că flișul de Cason nu constituie decît o parte a stratelor de Zagon.

Poziția geometrică a stratelor de Cason din regiunea Turia-Casin este următoarea : aceste depozite se plasează între stratele de Bela-Petriceni (în vest) și stratele de Toroclej (în est), prezentînd raporturi tectonice față de ambele unități.

Demn de subliniat este faptul că flișul de Cason reprezintă numai segmentul calcaros (situat imediat la est de flișul de Bela-Petriceni) din succesiunile flișului de Zagon (Filipescu, 1955—1957), respectiv din unitatea de Macla-Zagon (Dumitrescu et al., 1968)[29]. După

[29] Arh. I.G.G., București.

opinia noastră, stratele de Cason reprezintă intervalul geologic care începe probabil din Albian, se continuă sigur în Vraconian-Cenomanian-Turonian şi probabil în Senonian. Afirmaţia noastră se argumentează prin datele furnizate de către Filipescu (1955—1957), Popescu (1958), Ştefănescu (1965)[30], citate în cuprinsul acestui subcapitol.

În stratele de Cason din Valea Mare (regiunea noastră), am întîlnit de asemenea, către baza seriei, un segment de *Hamites* sp. Vîrsta albian-superioară *str.s.*-Cenomanian-Turonian menţionată mai înainte este susţinută şi de argumentele microfaunistice. Probele colectate de noi din flişul de Cason au indicat o asociaţie din care nu lipsesc speciile : *Uvigerammina* Jankoi, Mayson şi *Hedbergella infracretacea* Glaessner cărora le asociem specia de *Rotalipora appenninica* citată de Filipescu în stratele de Zagon şi care a fost reîntîlnită în probele pe care le-am colectat din succesiunile calcaroase (fliş de Cason) ale stratelor de Zagon ce aflorează pe creasta de separaţie dintre localităţile Păpăuţi şi Chiruş.

D) Unitatea de Toroclej

Strate de Toroclej (Barremian ?-Apţian ?)-Albian-Senonian inferior

Stratele de Toroclej se dezvoltă în regiunea cercetată pe o grosime variabilă (minim 250 m, maxim 650 m) datorită relaţiilor structurale anormale existente la estul şi vestul zonei lor de aflorimente.

Depozitele astfel menţionate reprezintă cel de-al treilea interval stratigrafic şi tectonic în regiunea Turia-Casin.

Înainte de alte menţiuni, precizăm că separarea acestor strate în cadrul flişului Carpaţilor Orientali a generat numeroase discuţii. Din acest motiv considerăm necesar să prezentăm un scurt istoric al părerilor emise cu privire la vîrsta şi încadrarea structurală a acestor depozite.

Prima informaţie, cu totul generală asupra formaţiunii, mai tîrziu denumită Strate de Toroclej, ne este furnizată de Cernea în 1952, care între rîurile Moldova şi Bistriţa ne este semnalată o alternanţă de argile negre şi argile verzi. Autorul citat afirmă că între „Apţianul marnos" şi şisturile negre de la est are loc o trecere gradată, termenii celor două formaţiuni alternînd şi că silicifierea unor argile din zona de trecere se datoreşte fenomenului general care a afectat nu numai şisturile negre ci, chiar şi stratele de Sinaia.

La aceeaşi concluzie ajunge A. Stoicescu (1958)[31] în legătura cu geneza argilelor negre din zona de trecere, consemnînd într-un raport că aceste depozite se pot urmări totuşi pe distanţă mare în bazinul văii Bicazului, loc în care acest autor le-a denumit strate de Taşca. Încercînd să le separe în continuare în bazinul pîrîului Taşca (afluent al văii Bicazului), autorul a extins noţiunea, funcţie de caracteristicile elementelor litologice constitutive. Astfel el descrie două categorii de facies ale

[30] Arh. I.G.G., Bucureşti.

[31] Arh. I.P.G.G.H., Bucureşti.

acestor strate, respectiv strate de Tașca A, și strate de Tașca B, în funcție de procentajul mai mic sau mai mare al argilelor negre sau verzui.

Începînd cu luna august 1958, cercetările lui Stoicescu sînt continuate de Gherman și Solcanu, care le schimbă denumirea în strate de Toroclej după valea și muntele cu același nume.

Acești autori nu le acordă însă vreo semnificație structurală proprie, plasîndu-le în baza unității flișului est-intern, marcînd astfel traseul faliei interne.

Din 1958 și pînă în 1961 literatura geologică nu mai face vreo mențiune cu privire la existența acestor depozite în accepțiunea lui Gherman, Solcanu.

În 1961 [32], ocupîndu-ne de valea Turia-Pîrîul Adînc, am separat stratele de Toroclej, sau seria de tranziție de la șisturile negre la flișul curbicortical. Insistențele ce le-am depus în acea perioadă pentru identificarea de macrofosile s-au dovedit infructuoase astfel că apelînd la date de microfaună am conchis că ele reprezintă Barremian-Apțianul, vîrstă acceptată sau confirmată și în alte lucrări ulterioare. Mai tîrziu însă am descoperit elemente de macrofaună care ne-au determinat să considerăm că vîrsta stratelor de Toroclej este de la Albian la Senonianul inferior.

Unele informații furnizate de geologii sovietici cu ocazia lucrărilor Asociației Carpato-Balcanice din 1967, privind situația geologică de la vest de zona de Cernahora-Șipot, ne-au întărit convingerea că stratele de Toroclej ocupă aceeași poziție și în sectorul carpatic sovietic fiind semnalate apoi de Bîzova, Beer și Lomize (1967) ca „un facies schimbat al șisturilor negre către vest".

În perioada 1962—1965, în cadrul programului de doctorat am urmărit și identificat între valea Moldovei și pînă la sud de zona Covasna, stratele de Toroclej așa cum au fost descrise în valea Bicazului și Turia.

Dealtfel unele date privind existența unor astfel de depozite și mai la vest de valea Buzăului, ne-au fost furnizate și de alte lucrări geologice.

Săndulescu și Săndulescu (1964, 1966 [33]), semnalează prezența stratelor de Toroclej între valea Trotușului și sud valea Uzului, iar cu această ocazie susțin vîrsta barremian-apțiană, a depozitelor respective pe care ca și Gherman și Solcanu, se plasează la baza unității flișului curbicortical, dar sub care separă un pachet de șisturi negre, aparținînd aceleiași unități.

Contescu (1968) descriind geologia văii Bicazului, consemnează și unele date despre stratele de Toroclej, acceptînd punctul de vedere exprimat în 1958—1959 de Gherman și Solcanu.

În sfîrșit, în 1969, Gherman și Solcanu publică concluziile lor din anii 1958—1959 privind stratele de Toroclej din valea Bicazului.

[32] *Op. cit.* pct. 6.

[33] Arh. I.G.G., București.

Din cele spuse pînă aici, rezultă că stratele de Toroclej sînt acum recunoscute ca entitate lito-stratigrafică independentă, dar considerate însă de majoritatea autorilor ca făcînd trecerea de la șisturile negre la flișul curbicortical. Excepție face Băncilă (1958) care nu admite o trecere în sens transversal față de axul geosinclinalului carpatic, ci „eventual numai în sens longitudinal și numai de la valea Buzăului spre vest" (p. 181).

Punctul nostru de vedere privind vîrsta și poziția lor în cadrul flișului cretacic, el va fi expus în cele ce urmează și la capitolul tectonica.

a) Răspîndire. În regiunea Turia-Casin stratele de Toroclej se plasează invariabil la vest de unitatea de Audia alcătuind o bandă cartografică bine individualizată începînd din Valea Mare în sud, traversînd apoi văile Conic, Pîrîul Adînc, valea Casin, valea Brebului putînd fi urmărite apoi în împrejurimile satului Plăieși.

b) Litologie-stratonimie. Asociația litologică care caracterizează aceste depozite este simplă în sensul că la aceasta participă în toate cazurile marno-argile cenușii-verzui și argile negre în alternanță cu gresii cu structură curbicorticală.

În unele aflorimente mai apar și gresii drepte, iar cu totul sporadic calcare sideritice ca lentile reduse.

Marno-argilele verzui care se aseamănă perfect cu cele din stratele de Palanca-Teleajen, sînt mărunt stratificate iar prin uscare se desfac în plăci. Ele sînt fine, satinate și cu ușoare ondulații pe anumite interfețe. Se constată că procentul lor scade cu cît ne apropiem de aflorimentele unității de Audia.

Argilele negre sau brun-negre însumează grosimi de ordinul metrilor în apropierea unității de Audia, pierzînd apoi din grosime cu cît ne apropiem de contactul cu stratele de Cason sau de cele de Bela-Petriceni, în zona de contact grosimea lor ajungînd numai uneori la 15—25 m.

Unele observațiuni de interes sedimentologic obținute în urma cercetării acestor formațiuni ne-au condus la concluzia că în partea bazală predomină depozitele de tipul celor ce se întîlnesc în stratele de Audia. În partea mediană a succesiunilor se realizează un echilibru între pachetele de argile negre și cele cu argile verzi, pentru ca la partea superioară a stratelor de Toroclej să predomine argilele verzi.

În legătură cu repartizarea materialului argilos-negru s-a afirmat de către M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1965) că în baza stratelor de Toroclej se plasează un pachet de argile negre care însumează grosimi de ordinul zecilor de metri, denumit strate de Plăieși (M. Săndulescu et al., 1972) [34].

Afirmația este susținută și de Contescu (1968) ca și parțial de Gherman și Solcanu (1969). În legătură cu această afirmație menționăm că, între valea Uzului și valea Turia observațiile noastre de detaliu, pe mai mult de 30 km lungime, ne determină să afirmăm că în

[34] Arh. I.G.G., București.

baza stratelor de Toroclej se pot întîlni în anumite puncte, argile negre de ordinul metrilor, dar tot în atîtea puncte, dacă nu chiar în mai multe, apar în aceeași poziție marno-argile cenușii-verzui, singure sau în alternanță cu argilele negre.

Cît privesc gresiile intercalate între pelitele stratelor de Toroclej, acestea se pot asemăna perfect cu cele cu structură curbicorticală descrise de noi în stratele de Bela-Petriceni. Alternanța negru-cenușiu-verzui plus gresii curbicorticale sau gresii drepte au condus de asemenea la ideea existenței unei tranziții gradate de la est către vest, de la depozitele unității de Audia la flișul curbicortical. Nu mai putem susține acum acest punct de vedere întrucît, în acest caz, vîrsta stratelor de Toroclej ar trebui să fie intermediară între vîrsta părții terminale a stratelor de Audia (Albian) și baza stratelor de Palanca-Teleajen (Apțian superior-Albian).

Dacă am accepta existența unei tranziții între faciesurile extreme (șisturile negre și stratele de Bela-Petriceni) în acest caz microfauna (indiferent de valoarea ei crono-stratigrafică) ar fi trebuit să fie aceeași cantitativ și calitativ la diverse nivele în succesiunile stratelor de Toroclej, corespunzătoare termenilor din flișul de Audia și celui de Bela-Petriceni la nivelul cărora se realizează tranziția facială. Ori probele colectate de noi pe profilele foarte apropiate și la intervale foarte scurte (uneori din metru în metru) din stratele de Toroclej indică o vîrstă barremian-apțian-albiană, elementele microfaunistice aparținînd în amestec, la toate nivelele stratelor de Toroclej precum și celor de Audia sau Bela-Petriceni.

Din această cauză, la care mai adăugăm și faptul că datele de macrofaună indică pentru stratele de Toroclej o vîrstă mai nouă, ne determină să nu admitem din nici un punct de vedere (litologic sau bio-stratigrafic) o variație de facies pe laterală.

Dealtfel, credem că problema va căpăta o rezolvare mai completă atunci cînd se va stabili cu certitudine valoarea stratigrafică a microfosilelor ce se întîlnesc în flișul de Audia și a celui de Bela-Petriceni.

c) Vîrstă. Documentele macrofaunistice atestînd vîrsta stratelor de Toroclej sînt extrem de rare, și anume : *Douvilleiceras monile* (S o w.) găsite de A g h e o r g h i e s i (1955)[35] în valea Ostra în stratele de Toroclej (și nu în flișul curbicortical, vezi descrierile din raportul autorului) și *Inoceramus* sp. aff. *I. lusatiae* A n d e r t găsit de noi la nord de satul Plăieși. Mai amintim că fragmente de inocerami am întîlnit și în pîrîul Brebului (pl. VII., fig. 1).

Aceste date ne determină să acceptăm în prezent pentru aceste strate, vîrsta albian-coniacian inferioară.

S ă n d u l e s c u (1967) susține pe bază de microfaună aglutinantă, că stratele de Toroclej de la sud de valea Trotușului au o vîrstă barremian-apțiană. Neîntîlnindu-se pînă în prezent macrofosile care să ateste această vîrstă, considerăm că argumentul microfaunistic rămîne numai o bază de discuții.

[35] Arh. I.P.G.G., București.

E) Unitatea de Audia

În lungul Carpaţilor Orientali această unitate prezintă o dezvoltare inegală sub raportul dezvoltării ei spaţiale şi neomogenă din punct de vedere al compoziţiei litologice.

În regiunea Turia-Casin, unitatea de Audia este delimitată către est de linia tectonică sau falia cu acelaşi nume, care marchează încălecarea şisturilor negre peste Paleogen, iar la interior, deci către vest de falia Toroclej care sugerează aceleaşi relaţii între flişul de Toroclej şi flişul de Audia.

Cu aceste relaţii structurale, flişul de Audia străbate regiunea noastră pe direcţia sud-nord, începînd de la Valea Seacă şi pînă la est de comuna Plăieşi.

La alcătuirea sa iau parte :

1. Stratele de Audia (Valanginian-Hauterivian-Barremian-Apţian-Albian) ;

2. Orizontul argilelor roşii şi verzi cu tufite (Cenomanian inferior).

1. Stratele de Audia

În stratele de Audia am distins 2 orizonturi : şistos cu sferosiderite şi gresii silicioase care însumează o grosime observabilă ce variază între 600 şi 1 000 m şi orizontul gresiilor glauconitice care nu depăşeşte 100 m grosime.

Sinonimii : Schipoter Schichten *p. parte* (Paul, 1876) ; Ropianka Schichten *p. parte* (Paul, 1876) ; Sphaerosideritzüge Herbich, 1878) ; Schwartze Schiffer, Schipoter Schichten Paul's (Uhlig, 1903) ; strate de Audia *p. parte* (Atanasiu, 1908) ; Barremian *(p. parte* Macovei şi Atanasiu, 1926) ; Barremiene, Couches de Audia (Schistes noires) ; *p. parte* (Macovei et Atanasiu, 1931) ; schites noires *p. parte* (Preda şi Băncilă, 1937) ; Turonian-Senonian inferior *p. parte* (Cernea, 1952) ; şisturi negre (strate de Audia) ; *p. parte* (Joja, 1952) ; şisturi negre (strate de Audia), *p. parte* (Olteanu, 1952) ; şisturi negre *p. parte* (Filipescu, Drăghindă, Mutihac, 1952) ; strate de Streiu (Dumitrescu, 1952) ; şisturi negre *p. parte* (Filipescu, 1952) ; şisturi negre *p parte* (Băncilă, 1955) ; seria şisturilor negre-strate de Audia (Filipescu, 1955) ; şisturi negre (Băncilă, 1958) ; strate de Audia (Ionesi, 1965).

a) Răspîndire. Stratele de Audia aflorează între Valea Seacă şi satul Plăieşi. O zonă de afloriment care oferă posibilitatea urmăririi unor succesiuni complete se află la nord de satul Valea Seacă mai exact în bazinul Văii Mari şi în special pe afluenţii săi vestici şi estici.

Aceleaşi depozite mai pot fi bine urmărite apoi pe pîrîul Conic, pe afluenţii estici ai văii Casinului la nord de pîrîul Cetăţii, pe pîrîul Brebului şi pîrîul Borvizului.

b) Litologie-stratonimie. În literatura geologică sînt consemnate mai multe puncte de vedere cu privire la orizontarea şisturilor negre. Astfel, M. G. Filipescu (1952), separă în cadrul şisturilor negre mai

întîi 7, apoi 4 orizonturi într-o regiune destul de apropiată de cea pe care am cercetat-o. Marea majoritate a geologilor împart însă șisturile negre numai în 3 orizonturi, din care ultimul este orizontul gresiilor glauconitice.

În regiunea Turia-Casin, stratele de Audia (șisturile negre) propriu-zise, pot fi subdivizate litologic numai în 2 orizonturi (orizontul șistos cu intercalații de calcare sideritice și gresii silicioase și orizontul gresiilor glauconitice, respectiv orizontul grezos).

Orizontul șistos cu sferosiderite

Caracteristica sa litologică o constituie prezența șisturile de culoare neagră-brună.

În Valea Mare, la alcătuirea sa, iau parte șisturi argiloase, cenușii-închise, negre, brune, mărunt stratificate și care prin uscare se desfac în plăcuțe fine. Unele sînt ușor satinate și cu aspect ardezian. La anumite intervale șisturile sînt reprezentate prin siltite cenușii-închise. Se întîlnesc și intercalații subțiri de argile cenușii-verzui, mai ales către partea superioară a orizontului. Pachetele șistoase însumează grosimi de ordinul metrilor și alternează cu gresii, calcare sideritice, aceste din urmă roci fiind cu totul sporadice.

Gresiile se dezvoltă ca bancuri groase ce ajung uneori la 1 m grosime, de obicei, avînd însă grosimi submetrice, obișnuit de 20—50 cm. Aceste roci au o granulație variabilă, de la grosieră la fină și grade variabile de sortare. Sînt compacte, cu excepția părții superioare a fiecărui banc, care, în apropierea contactului cu rocile pelitice din acoperiș, devine șistoasă. Sînt de culoare cenușie, brună, cafenie sau chiar neagră, în care caz în masa rocii apare fin diseminată sulfură de fier. Unele gresii cu un conținut foarte bogat de silice, sînt extrem de dure.

Sub microscop se recunosc varietăți de gresii litice cu ciment calcitic și granule de roci eruptive granitice, fragmente de șisturi verzi, șisturi cristaline, rareori calcare.

Calcarele sideritice care se prezintă sub formă de elipsoizi (sferosiderite sau pelosiderite) sînt de asemenea intercalate în șisturile argiloase negre. Grosimea lor nu depășește 50 cm. Sînt cenușii, cafenii, rareori brune cu patină, alburie prin alterație.

În Valea Mare am întîlnit în partea mediană a orizontului 2 intercalații de lidiene de 30 cm grosime. În plus tot în profilul Văii Mari, se remarcă ca elemente litologice particulare, intercalații decimetrice de șisturi negre cu aspect ardezian, nisipoase și cu fluturași mari de mică, de gresii curbicorticale centimetrice, cenușii-verzui, compacte și de gresii drepte, centimetrice, foioase cu urme de plante incarbonizate.

Mai semnalăm faptul că șisturile cu intercalații de calcare negre din Valea Mare, datorită proceselor de alterație și prin uscare își pierd caracteristicele culorii, devenind în general cafenii sau cenușii-închise.

Urmărind același orizont în continuarea către nord și anume pîrîul Conic, se constată aceeași asociație litologică din care lipsesc însă lidie-

nele. Apar în schimb pachete de marne cenușii, în special în cadrul solzilor aflați în imediata apropiere a faliei Audia.

S-a mai observat de asemenea, prezența în cadrul celei mai estice cute-solz a lutitelor de culoare cenușie-închisă ca și a arenitelor cenușii-micafere cu un grad redus de compactare.

Profilul văii Brebului deschide în schimb un interval geologic mai mare din coloana litologică a acestor depozite. Aici, elementele constitutive ale asociației litologice prezintă unele deosebiri față de cele descrise mai înainte. Se constată în primul rînd scăderea procentuală a nivelelor grezoase, a calcarelor sideritice și lipsa lidienelor. Cresc în schimb pachetele de șisturi negre și cenușii-închise, care în unele cazuri nu prezintă intercalații de gresii. Situații de acest gen am întîlnit în lungul acestei văi în 3 puncte unde argilele negre sau pachetele de marno-argilele cenușii însumează cca 15—20 m. Aspecte similare se observă și pe valea Borvizului. Dar ceea ce ni se pare mai semnificativ, este faptul că schimbarea menționată se manifestă pe tot intervalul pînă la nivelul orizontului grezos glauconitic care pe direcție pierde considerabil din grosime.

În acest caz, cartarea exactă a cutelor solzi, este facilitată de apariția pe profil a orizontului cu argile roșii și verzi.

Cît privește compoziția orizontului șistos din valea Borvizului se mai poate adăuga observația, că alături de argilele negre apar argilite, în general închise la culoare, precum și calcare de tip pelosideritic. Se mai remarcă faptul că faciesul negru predomină în comparație cu celelalte sectoare de afloriment.

Orizontul gresiilor glauconitice

Acest orizont se dispune în continuitate de sedimentare peste cel șistos pe aceleași profile descrise anterior. Caracteristica sa litologică o constituie prezența gresiilor cenușii, cenușii-verzui, sticloase, alături de gresii cenușii-negricioase, identice cu cele din orizontul șistos.

Gresiile sînt foarte dure și prezintă uneori numeroase diaclaze umplute cu calcit. Ele au în majoritate un ciment silicios. Culoarea verzui, uneori deosebit de pregnantă se datorește prezenței glauconitului. Gresiile descrise constituie bancuri de 1—3 m grosime, separate prin intercalații metrice sau mai subțiri de argile negre sau marno-argile cenușii-verzui.

Materialul pelitic este prezent pe toată grosimea intervalului acestui orizont.

Remarcăm pierderea în grosime a orizontului cu cît mergem către nordul regiunii, ca și lipsa gresiilor în anumite cute solzi mai externe.

c) Vîrsta. Complexitatea geologică menționată pînă aici a generat numeroase discuții consemnate în literatura noastră geologică și care se referă pe de o parte la vîrsta stratelor de Audia (șisturi negre), iar pe de altă parte la relațiile acestor strate cu zonele învecinate.

Trebuie să remarcăm mai întîi că Dumitrescu (1952), separînd în valea Oituzului, stratele de Lupchianu, ca entitate litologică distinctă în raport cu șisturile negre propriu-zise, a restrîns accepțiunea acordată inițial șisturilor negre, restrîngînd intervalul lor stratigrafic.

O nouă etapă de cunoaștere a fost marcată de descoperirea unei faune eocretacice de amoniți în stratele de Spass echivalent al șisturilor negre din Carpații polonezi, de către Kokosinska (1949), faună care atestă în mod cert prezența Barremianului și Apțianului în suita de depozite care în Carpații Orientali din țara noastră, cuprinde orizontul șistos cu calcare sideritice și orizontul gresiilor silicioase.

O altă etapă se realizează prin aportul adus de către Filipescu et al. (1952), pe baza unei faune amonitice găsite de autorii citați, în împrejurimile Covasnei, încadrînd șisturile negre propriu-zise, în intervalul Hauterivian (eventual chiar Valanginian) și Albian-Cenomanian.

Remarcăm în sfîrșit că toți geologii (cu excepția lui Filipescu) au ajuns în final la concluzia că între unitatea de Audia și Paleogenul de la exterior, există raporturi de puternică încălecare.

Raritatea elementelor de macrofaună a făcut ca și vîrsta stratelor de Audia să varieze foarte mult în opinia diferiților autori și bineînțeles să fie mult discutată în literatura geologică. Acum, după aproape 95 de ani de la data la care Paul a considerat stratele de Șipot — echivalentul șisturilor negre, de vîrstă eocenă, se poate menționa că stratelor de Audia din Carpații Orientali li s-a atribuit vîrsta în intervalul dintre Valanginian și Oligocen inclusiv.

Ideea unei vîrste eocene a îmbrățișat-o și Atanasiu în 1908, pe care însă a părăsit-o repede pentru a susține o vîrstă barremiană. Aceeași vîrstă o susține apoi Macovei și Atanasiu (1923, 1931), care apelase la amoniții găsiți de Herbich (1878) în zona Covasna și Valea Seacă. Reamintim că stratele de Wernsdorf (Verovicze), din care Uhlig a determinat o faună barremiană, sînt comparabile, ca litologie, cu orizontul șistos cu sferosiderite.

Preda și Băncilă (1937), susțin o vîrstă senoniană a șisturilor negre, punct de vedere la care aderă și Filipescu (1937). Acesta va fi părăsit ulterior de ultimii 2 autori. Pentru o vîrstă cretacic-superioară, opiniază apoi Grigoraș (1955) și Olteanu (1952), Cernea (1952) considerîndu-le de vîrstă turoniană în timp ce Ștefănescu (1937), le atribuie Albian-Cenomanianului.

Lista faunistică este completată prin noi elemente de faună găsite de Kokosinska (1949) în stratele de Spass din valea Nistrului, elemente care pledează pentru vîrsta barremian-apțiană a șisturilor negre în acord cu vederile exprimate de Macovei și Atanasiu în 1923.

Autoarea împărțea stratele de Spass în două complexe și anume unul inferior șistos cu sferosiderite în care s-a găsit *Parahibolites borovae* Uhl. și *Cardita brouzetensis* Cossm. și altul superior grezos (fără faună) dar care suportă argile roșii albiene cu *Neohibolites minimus* List.

Aceste argumente au condus la ideea că stratele de Spass trebuiesc încadrate în Barremian-Apțian și în parte în Albianul inferior.

Toate acestea îl determină pe Băncilă în 1958, să afirme că : .....„evident, atribuirea vîrstei cretacic-superioare, şisturilor negre, a constituit o eroare“.....

Filipescu (1952), pe baza unor elemente de faună găsite în şisturile negre de la Covasna, atribuie complexul cu sferosiderite Hauterivianului superior, Barremianului, orizontului şistos Apţian-Albianului inferior, iar complexul gresiilor glauconitice Albian-Cenomanianului (Vraconian).

Mai tîrziu (1955—1956), tot Filipescu este de părere că complexul sferosideritic poate coborî în Valanginian — Infra-Valanginian şi susţine o vîrstă exclusiv vraconian-cenomaniană pentru complexul gresiilor glauconitice.

Datele paleontologice cunoscute pînă astăzi arată că cea mai veche vîrstă atestată pentru şisturile negre este Hauterivianul terminal, iar cea mai nouă Albianul (inclusiv Vraconianul) dacă excludem din succesiunea acestei formaţiuni argilele roşii şi verzi care reprezintă Cenomanianul inferior datat prin microfaună.

Cît priveşte vîrsta stratelor de Audia, în accepţiunea expusă mai sus (adică şisturi negre fără orizontul roşu-verde), noi sîntem de părere că dacă specia *Phyllopachiceras infundibulum* d'Orb. găsită de Müntz, (şi determinată de Patrulius) la nord de regiunea noastră, îşi face apariţia în Hautervianul superior, aceasta reprezintă o indicaţie destul de elocventă că cel puţin Hauterivianul superior este inclus în baza orizontului şistos cu sferosiderite.

Cît priveşte gresiile glauconitice silicifiate, noi le atribuim intervalul Albian-Vraconian.

În sprijinul celor consemnate pînă aici şi a punctului nostru de vedere, vin următoarele date paleontologice găsite în orizontul şistos după ce Herbich (1878) semnalase prezenţa în împrejurimile Covasnei a speciilor *Hoplites neocomiensis* (d'Orb.) şi *Leopoldina castell* (d'Orb.) forme care nu au mai fost găsite însă de alţi autori : *Hoplites (Neocomites) angulicostatus* d'Orb., *Neohibolites strombecki* G., Müller, *N.* aff. *strombecki* (G. Müller (emend. Stolley), *N. aptiensis* Kilian var. *strombeckiformis* Stoll, *Anahoplites mantelli* Spath recoltate de Filipescu, Drăghindă şi Mutihac (1952) din zona Covasna-Zagon, *Procheloniceras* sp. găsit de Agheorghiesi (1955)[36] la Stulpicani, *Cheloniceras (Douvilleiceras) seminodusum* Sins. găsit de Ionesi în zona Deia (1963) — C. Lung Moldovenesc ; *Ancyloceras* cf. *matheronianum* d'Orb. găsit de German la C. Lung Moldovenesc (1957)[37], *Inoceramus* sp. aff. *I. neocomiensis* şi *Hamites* sp. găsite de Alexandrescu în valea Negrileasa şi pe pîrîul Brateş (1972) ; *Cardium* sp., *Rhynconella* sp., *Metacerithium* sp. forme găsite de acelaşi autor (1972) la sud de valea Moldovei (Clădita Mare) ; *Acanthohoplites* sp. (ex. gr. *A. bergeroni)* găsit de L. Turculeţ (1956)[38] la Cuejd ; *Acanathoplites* cf. *laticostatus*

[36] *Op. cit.* pct. 35.

[37] Arh. I.P.G.G., Bucureşti.

[38] Arh. I.P.G.G., Bucureşti.

Sinz. semnalat de Nicolaescu, Gaiță și Patrulius (1966) la sud de pîrîul Borvizul (Plăieși), *Leymeriella tardefurcata* (d'Orb.), *L. regularis* Iacob, *Hypacanthoplites* aff. *millentianus* (d'Orb.), *Cheloniceras* sp. ; *Douvilleiceras* sp. colectate de Joja, Manoliu și Taşu (1966), *Pecten* sp. și *Inoceramus* sp. găsiți de Grigoraş (1955) pe pîrîul Streiului.

Aşadar vîrsta orizontului şistos al stratelor de Audia merge de la Hauterivianul superior cu *Phyllopachiceras infundibilum* și pînă la Albianul inferior (zonele cu *Tardefurcata* și *Mammilatum).*

În ceea ce privește vîrsta orizontului gresiilor glauconitice, aceasta a fost stabilită pe baza următoarelor forme : *Neohibolites* Stolley și *N. minimus* (List.) găsite de Filipescu, Drăghindă și Mutihac (1952) în baza orizontului la Covasna ; fragmente de *Neohibolites* sp. și *Inoceramus* sp. citate de Filipescu (1952), *Neohibolites minimus* (List.) găsit de Marinescu (1957) în valea Bota. Aceste rare fosile atestă vîrsta Albian-(Vraconian) a depozitelor respective.

2. Orizontul argilelor roşii şi verzi cu tufite

Sinonimii : strate de Lupchianu (Dumitrescu, 1952) ; strate de Zagon *p. parte* (Filipescu, 1957) ; orizontul argilelor roșii și vărgate (Băncilă, 1958) ; strate de Bota *p. parte* (Marinescu, 1962) ; strate de Cîrnu (Băncilă, 1958) ; argile roșii, verzi și pestrițe (Ionesi, 1963) ; complexul argilelor roșii și verzi (Alexandrescu, 1964) ; orizontul argilos roșu-verde cu tufite (Băncilă și Agheorghiesi, 1964).

a) Răspîndire. Argilele roşii și verzi se dispun peste orizontul cu gresii. Aflorimentele sale sînt rare (cu excepția pîrîului Conic), prezența acestor depozite fiind trădată mai ales de mici pornituri născute pe seama lor.

Depozitele sale, întîlnite în cadrul anumitor cute-solz nu au continuitate pe direcție. Dispariția lor o legăm de tectonizarea avansată a acestor structuri.

b) Litologie-stratonimie. Studiul aflorimentelor din pîrîul Conic și în mică măsură din pîrîul Borviz ne conduc la concluzia că la alcătuirea lor iau parte următoarele elemente litologice : argile siltice verzui cu pete roșietice, tufite albe-gălbui de grosimi decimetrice care datorită diagenezei se prezintă ca roci cu aspect de silexite, marne cenușii dure, șistoase precum și gresii cenușii cu granulație medie, micafere, cu aspect șistos.

c) Vîrstă. Înainte de a prezenta datele faunistice, precizăm că deși în literatura geologică sînt citate pînă acum ca provenind din aceste depozite, trei forme de macrofosile (una semnalată de Băncilă, 1958 și celelalte două de Marinescu, 1962), aceste fosile provin din formațiunea separată de Marinescu ca strate de Bota, formațiune care, în opinia noastră, ocupă un interval stratigrafic mai larg decît cel care revine argilelor roșii și verzui din regiunea noastră. Aşadar, pentru datarea acestor argile trebuie să ne bizuim în primul rînd pe documentele paleontologice locale.

Asociația întîlnită în probele colectate din pîrîul Conic (singurele depozite *în situ* au firnizat următoarele asociații care atestă Cenomanianul inferior : *Haplophragmoides emaciatus* Brady ; *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Gaudryina apicularis* (Cush.) ; *Litotuba incerta* (Francke) ; *Hyperammina elongata* (Brady) ; *Glomospira charoides* (Parker și Iones) var. *corona* Cush. și Jarvis ; *Cenosphaera vesparia* (Haeckel) ; *Dictyomitra multicostata* (Zittel).

Încheiem concluziile privind stratigrafia unității de Audia cu o observație de ordin sedimentologic.

În legătură cu această problemă Murgeanu et al. (1963) sînt de părere că șisturile negre reprezintă un subfliș adică un fliș atipic la care se adaugă depozite pelagice și argiloase. Față de această caracterizare noi adăugăm, că la partea superioară a orizontului șistos se întîlnesc pachete subțiri metrice ce amintesc de un fliș tipic cu ritmuri repetate la intervale scurte și că nivelul gresiilor glauconitice poate fi considerat în unele cazuri — fliș grosier.

F) Unitatea Medio-marginală

Astfel denumită în 1958 (Băncilă) și acceptată și de noi ca atare (vezi capitolul : Tectonica), această unitate cuprinde flișul paleogen (eocen și oligocen), care aflorează în partea de est și sud-est a regiunii Turia-Casin.

Mai trebuie precizat că această unitate se dezvoltă pe o suprafață foarte largă în lungul Carpaților Orientali, iar din punct de vedere tectonic reprezintă o pînză de șariaj cu amploare de încălecare peste unitățile mai externe de cel puțin 40 km.

Studiul sedimentarului care alcătuiește această unitate este legat de perioadele de debut al preocupărilor geologice în Carpații Orientali. Spre exemplificare vom menționa că în 1879, Paul și Tietze descriu depozitele paleogene ale acestei unități sub numele de „Oithuzersandstein", astfel că sînt aproape 90 de ani de la data la care literatura face mențiuni asupra acestei mari zone din flișul carpatic.

În continuare preocupările devin din ce în ce mai numeroase, iar concomitent cu aceasta se fac progrese tot mai evidente în descifrarea stratigrafiei și tectonicii sale.

Evoluția cunoștințelor a marcat desigur cîteva etape importante. Merită a fi menționat în primul rînd, etapa școlii geologice de la Viena, aceasta fiind legată de numele geologilor Paul, Tietze, Herbich și Uhlig care se încheie la sfîrșitul secolului XIX. Etapa următoare va fi dominată de activitatea depusă, pînă în jurul anului 1910, de către S. Athanasiu. În continuare cunoașterea geologică a flișului paleogen medio-marginal din Carpații Orientali se realizează prin aportul lui Voitești și Macovei.

În jurul anului 1940, flișul paleogen intră în atenția lui Atanasiu în sectorul Bistrița — sud valea Trotușului. O nouă etapă începe imediat după 1940 pentru flișul paleogen de la curbura Carpaților Orientali datorită preocupărilor lui Murgeanu și Filipescu, continuate

apoi de cele ale lui Dumitrescu (1952), Grigoraș (1955), Pătruț (1955) și Popescu (1952) în timp ce pentru sectorul de la nord de valea Bistriței și pînă la granița de nord a țării, cunoașterea sa geologică este legată în special de numele lui Joja.

Acumularea unui mare număr de informații oferă prilejul întocmirii unor lucrări de sinteză, una dintre ele, fundamentată de realizările de pînă atunci ca și de observațiile personale, fiind întocmită de Băncilă (1958).

În legătură cu activitatea depusă de o serie de geologi mai tineri începînd cu anul 1955, se poate afirma, că deși în centrul preocupărilor lor a stat punerea în valoare a bogățiilor subsolului acestei unități geologice, în multe zone aceștia au adus informații de interes științific, unele de loc neglijabile, care au completat cadrul geologic anterior stabilit.

Toate aceste preocupări au stabilit că la alcătuirea edificiului stratigrafic al unității Medio-marginale iau parte depozite de vîrstă cretacic-inferioară, medie și superioară, paleogenă și neogenă, ultimele formațiuni ocupînd o zonă mare de la curbura Carpaților Orientali spre vest, zonă care marchează treptat, treptat scufundarea flișului paleogen către valea Dîmboviței.

În regiunea pe care am cercetat-o, Unitatea Medio-marginală este alcătuită din depozite de vîrstă eocenă și oligocenă.

La alcătuirea seriei eocene iau parte doi termeni litologici, anume : gresia de Tarcău și stratele de Podu-Secu. Trebuie să facem precizarea că termenul cel mai vechi (orizontul bazal) al gresiei de Tarcău nu aflorează în regiunea noastră, ci mult mai la exterior, în bazinul văii Slănic și în continuare la nord și sud de această vale, fiind întîlnit în situații structurale mai ridicate, de obicei, însoțind ivirile de Cretacic superior ale unității.

În ce privește Oligocenul, primele indicații asupra existenței unor depozite de această vîrstă, în cuprinsul domeniului de Tarcău o datorăm lui S. Athanasiu (1908).

Autorul consemnează .... „în zona internă a flișului și anume înlăuntrul formațiunii gresului de Tarcău, se observă rar, straturi asemenea cu acele ce constituie diviziunea șisturilor menilitice din Oligocenul inferior. Astfel de straturi apar în valea Tarcăului, de la gura pîrîului Murgoci în sus pînă spre Răchitiș, formînd o bandă îngustă, stînd deasupra Bartonianului (pag. LI)".

În continuare ar trebui să citățm pe Voitești și Mrazec (1914) autori care au introdus denumirea de : „faciesul de Fusaru-Pucioasa". În accepțiunea lor însă, acest facies aparține Eocenului, iar nu Oligocenului. Se admite în general, că denumirea de „gresia de Fusaru" a fost introdusă în literatură de Voitești (1911), care afirmă că gresia de Fusaru a fost numită astfel după vîrful Fusaru de lîngă Pucioasa. Același autor precizează însă totodată că această gresie corespunde zonei de afloriment a „grezului de Fusaru" în accepțiunea lui Teisseyre din 1908. Notăm deci că Voitești utilizează denumirea „gresia de Fusaru" în 1911, dar că cel care a introdus această denumire a fost deci Teisseyre.

Cînd în 1914 Mrazec și Voitești au definit faciesul de Fusaru-Pucioasa, ei s-au rezumat în descrierea stratelor de Pucioasa, la pachetele de șisturi disodilice și silexuri, pe care le-am inclus în faciesul gresiei de Fusaru-Tarcău, astfel că nu avem vreo precizare la care pachet se referă autorii cînd descriu stratele de Pucioasa.

Am făcut această remarcă întrucît atît faciesul de Tarcău cît și cel de Fusaru, prezintă numeroase pachete pelitice. Urmărind în continuare evoluția ideilor privind Oligocenul intern, constatăm că punctul de vedere al lui Athanasiu din 1908 este reluat și acceptat în 1920 de Macovei și Atanasiu fără a se face precizări mai amănunțite și fără a comenta concluziile lui Mrazec și Voitești, semnalînd numai că intercalațiile de conglomerate aparțin aceluiași etaj ca de altfel și alte depozite de la partea superioară a gresiei de Tarcău.

Rezultă deci că concluziile lui Mrazec și Voitești, privind faciesul de Fusaru-Pucioasa trebuiesc acceptate cu anumite corective.

După 1930, odată cu apariția lucrărilor lui Murgeanu (1934, 1940, 1949) și Filipescu (1936, 1937 b) se redeschid discuțiile în legătură cu Oligocenul și Eocenul, întrucît pentru zone mari din cuprinsul flișului, ambele intervale stratigrafice erau tratate împreună.

Murgeanu (1934) separă între valea Vărbilăului și valea Prahovei depozite eocene în faciesul stratelor de Șotrile și oligocene în facies disodilic. Mai tîrziu (1940), același autor susține în sectorul de la curbura carpatică, prezența Eocenului dezvoltat în faciesul gresiei de Tarcău și a Oligocenului alcătuit din argile, menilite, disodile cu rare intercalații de gresii de Kliwa, în timp ce pentru sectorul de la vest de valea Tîrgului (Cîmpulung Muscel) autorul contestă prezența Oligocenului (faciesul disodilic și gresia de Corbi fiind în accepțiunea autorului de vîrstă eocenă).

Filipescu (1934) separă între Teleajen și Doftana faciesul gresiei de Fusaru-Tarcău de vîrstă eocenă, la care autorul nu înglobează însă și stratele de Pucioasa din cauza asemănărilor lor petrografice cu Oligocenul tipic. Cu toate acestea d-sa consideră că stratele de Pucioasa ca și cele de Podu-Morii reprezintă Eocenul superior-Oligocenul inferior. Extinzîndu-și cercetările în zona de curbură a Carpaților Orientali, autorul susține prezența faciesului de Fusaru-Tarcău în cadrul pintenului de Homorîciu, a Eocenului cu hieroglife și a Oligocenului cu disodile în Pintenul de Văleni. Întîlnind în baza faciesului cu hieroglife bancuri de gresii de Fusaru-Tarcău, Filipescu conchide că ambii pinteni alcătuiesc o singură unitate tectonică.

Concluziile rezultate din cercetările întreprinse după 1940 de către Pătruț (1955), Grigoraș (1955) și Popescu (1952) în zona dintre Teleajen și valea Năruja, fac posibilă o mai bună înțelegere geologică a acestui sector. Justețea lor reiese din faptul că aceste concluzii au stat și stau încă la baza tuturor cercetărilor ce au urmat.

Pentru sectorul dintre valea Putnei-Vrancea și valea Oituzului, stratigrafia și tectonica Paleogenului ca dealtfel și cea a Cretacicului se realizează prin aportul lui Dumitrescu (1952), care separă în cadrul Eocenului trei faciesuri (Tarcău, Piepturi-Puica și Leșunț) în timp ce în

Oligocenul de Fusaru și cel disodilic cu intercalații de gresii de Kliwa face orizontări de mare detaliu.

Cu același aport se înscriu și cercetările lui J o j a (1952—1954—1969) pentru flișul paleogen de la nord de valea Bistriței și pînă la granița de nord a țării, oferindu-ni-se posibilitatea înțelegerii stratigrafiei și tectonicei unui segment carpatic în care zonalitățile faciale sau subunitățile flișului cretacic și paleogen se pot separa mai greu în comparație cu alte zone din Carpații Orientali.

În perioada 1950—1958, un important aport la descifrarea stratigrafiei Oligocenului intern de la nord de valea Uzului este adus și de către B ă n c i l ă (1958), ale cărui rezultate au fost confirmate ulterior în toate lucrările care se referă la acest domeniu.

Caracteristicile faciale ale Oligocenului de Fusaru-Pucioasa din regiunea Turia-Casin ca dealtfel și cel al Eocenului, face posibilă o paralelizare (cu excepția părții sale terminale) cu orizontările stabilite de B ă n c i l ă (1958) pentru sectorul Tarcău.

În legătură cu plasarea în scara stratigrafică a Oligocenului, a orizonturilor separate de noi, menționăm că nu sîntem în posesia unor argumente certe, în afară de datele microfaunistice, care să ne permită stabilirea cu certitudine a vîrstelor. Față de această situație am considerat ca utilă și indicativă utilizarea scării stratigrafice consemnată pe harta Institutului Geologic scara 1 : 200.000 pe care am adaptat-o pentru depozitele oligocene ca și pentru cele eocene.

Din punctul de vedere al nomenclaturii utilizate de diverși cercetători consemnăm următoarele sinonimii mai importante : Oligocène à facies interne (couches de Krosno, Ș t e f ă n e s c u, 1937) ; Krosno superior-Oligocen (C e r n e a, 1952) ; gresia de tip Fusaru-Oligocen, sinonimă cu faciesul de Krosno (B ă n c i l ă, 1958) ; orizontul gresiei de Fusaru (I o n e s i, 1963) ; strate de Krosno, gresia de Fusaru-Oligocen (B ă n c i l ă și A g h e o r g h i e s i, 1964) ; stratele de Fusaru-Krosno (S ă n d u l e s c u, S ă n d u l e s c u, 1964).

Din cele prezentate reiese că sinonimiile privesc sectorul central-nordic al unității, unde gresia de Fusaru reprezintă un orizont bine individualizat însumînd cîteva sute de metri grosime. În acest sector între bancurile grezoase se intercalează pachete de marno-argile uneori cu grosimi de ordinul zecilor de metri. Acest lucru se poate observa și în celelalte sectoare carpatice, întregul complex fiind deci asemănat cu faciesul de Krosno.

Pentru stratele de Pucioasa cu intercalații de gresii de Fusaru nu s-au utilizat alte denumiri și în plus ele au rămas localizate la flișul din Muntenia. Cercetările noastre din această regiune, ca și din alte zone mai nordice, precum și relatările din lucrări, conduc la constatarea că aceste succesiuni pot fi urmărite și la nord de valea Uzului stînd în baza gresiilor masive de tip Fusaru.

La nord de valea Uzului, în mod curent, întregul complex a fost denumit facies de Krosno, parțial sinonim cu gresia de Fusaru, creîndu-se deci impresia unor echivalențe de poziție geometrică.

Observațiile noastre din teren ne-au determinat să admitem că astfel de echivalențe nu sînt justificate integral și menționăm că la alcătuirea Oligocenului din regiunea Turia-Casin iau parte o serie de termeni asupra cărora vom face mențiuni în subcapitolele următoare :

Faciesul de Tarcău

1. *Orizontul gresiei de Tarcău (Eocen inferior + mediu)*

Estimăm grosimea sa în regiunea noastră, unde se dezvoltă numai partea sa superioară, la cca 600 m.

Sinonimii : Mittlere Karpathensandstein (Paul, 1876) ; Uzusandstein-Godulosandstein (Herbich, 1878) ; Otihuzersandstein (Paul u. Tietze, 1879) ; Uzersandstein (Primics, 1884) ; Uzu Schichten (Teisseyre, 1898) ; Uzersandstein (Uhlig, 1907) ; Magurasandstein (Uhlig, 1907) ; *p. parte ;* gresia de Tarcău (Athanasiu, 1908 emend. Băncilă, 1955). Gresia de Siriu (Voiteşti, 1911) ; Grés de Fusaru (Mrazec și Voiteşti, 1914) ; grés de Tarcău (Macovei, Atanasiu, 1926) ; Eocéne du tip Fusaru-Tarcău (Filipescu, 1936) ; grés de Tarcău (Preda și Băncilă, 1937) ; grés de Tarcău (Murgeanu, 1940) ; grés de Tarcău (Băncilă, 1952) ; facies de Tarcău (Joja, 1952—1954) ; facies de Tarcău (Dumitrescu, 1952) ; gresia de Tarcău (Grigoraș, Pătruț, 1955 și Popescu, 1952).

a) Răspîndire. Aflorimentele orizontului gresiei de Tarcău au fost urmărite de noi între satul Sînzieni și izvoarele Pîrîului Sf. Ion precum și la nord și nord-est de satul Poian.

Succesiunile litologice ale faciesului de Tarcău pot fi urmărite pe oricare din profilele zonei mai sus menționate. Vom alege pentru descrierile litologice un profil cu orientare transversală față de aranjamentul său structural și anume cel care începe din dreptul satului Poian și se îndreaptă cu direcție nord-vestică către valea Casinului.

b) Litologie-stratonimie. Definit chiar prin numele ce i s-a atribuit, orizontul este prin excelență grezos, gresiile cu granulație fină sau medie reprezentînd aproximativ 2/3 din grosimea succesiunilor întîlnite, restul fiind reprezentat de argile, gresii grosiere uneori microconglomerate și conglomerate cu elemente mărunte. Acceptînd că gresiile cu granulație variabilă, în afară de cele grosiere sau conglomeratice, constituie elementul unui ritm, putem spune că la alcătuirea faciesului grezos iau parte de obicei ritmurile binare cel de-al doilea element fiind argilele. Nu am luat în considerare gresiile conglomeratice, datorită intervenției lor sporadice în succesiunile ritmice grezo-argiloase. Cu excepția a cîtorva intercalații de argile de ordinul metrilor, în rest, intercalațiile de material pelitic, rar depășesc 50 cm, în timp ce gresiile pot avea grosimi de 10—15 m. În toate cazurile se constată o sortare aproape ideală a rocilor arenitice cu excepția gresiilor grosiere conglomeratice.

În zona gresiilor ca și pe anumite suprafețe sau interfețe se constată prezența micelor, de regulă muscovit, mai rar biotit, ca și a resturilor de plante.

Între arenitele faciesului de Tarcău, se intercalează la anumite nivele argile roșii și verzi, în rest fiind prezente argile siltice și siltite aproape fără excepție de culoare verzuie.

De obicei gresiile grosiere și microconglomeratice sînt submetrice, slab consolidate. Prezența muscovitului este de asemenea o caracteristică a lor, ca și a elementelor de șisturi cristaline și cuarț dispuse haotic.

Către partea superioară a faciesului, mai exact la cca 70—100 m sub limita sa cu stratele de Podu-Secu, se întîlnește un pachet de conglomerate a cărui grosime nu o putem estima exact din lipsa aflorimentelor. Pe baza observațiilor făcute în alte locuri (valea Buzăului) apreciem grosimea lor la aproximativ 15 m.

Elementele constitutive sînt în totalitate șisturi cristaline carpatice, cu diametre centimetrice, foarte bine rulate. Acest nivel a fost întîlnit în foarte multe zone din Carpații Orientali și a fost denumit de D u m i t r e s c u conglomerate de Bako (1952) iar B ă n c i l ă, „Conglomeratul de Bako Sînzieni" (1958).

Urmărind profilul amintit de la Poian către Valea Casin se constată că imediat la contactul cu Cuaternarul, faciesul de Tarcău își face simțită prezența prin pachete masive de gresii.

Revenind în zona Poian vom urmări deci bancuri metrice de gresii cenușii-gălbui prin alterație, separate prin argile cenușii, subțiri. Urmărind profilul pînă la prima intercalație de argile roșii și verzi (pl. VII), se constată o repetiție de aceleași gresii și argile cenușii-verzui în aceleași raporturi de grosime. Poate ar fi de semnalat, în partea mediană a intervalului, 2 pachete de gresii grosiere de 1,5—2 m grosime ca și o intercalație de 0,5 m de gresie fină cu aspect satinat-șistos.

Prima intercalație de argile roșii și verzi apare deasupra satului Poian însumînd cca 15—20 m grosime. Se constată aci o alternanță de argile cenușii-verzui cu argile roșii (ultimele aflîndu-se în procentaje mai reduse) ca și lipsa arenitelor grosiere. În continuare se dispun bancuri masive de gresii în care se individualizează un banc de 1,5 m format exclusiv din elemente de cuarț alb și fumuriu, rotunjite, de mărimi variabile dar nedepășind de obicei 2 cm diametru.

Conglomeratele suportă gresii grosiere micafere după care urmează cel de-al doilea nivel de argile, mult mai subțire datorită înlocuirii sale pe direcție prin gresii cenușii cu granulație medie. În succesiune intervine apoi o nouă intercalație de conglomerate mărunte peste care se dispun în final gresii cu bobul mediu, micafere, cu care faciesul de Tarcău își încheie succesiunea.

c) Vîrstă. Cu excepția unor fragmente de numuliți găsiți în nivele grosiere grezoase nu am întîlnit alte elemente de macrofaună.

Pentru stabilirea vîrstei am apelat la conținutul microfaunistic rezultat din studiul (I. C o s t e a), unui număr de 8 probe colectate din pelitele verzui și roșietice. Acesta se prezintă astfel : *Bathysiphon filiformis* M. S a r s, *Haplophragmoides emaciatus* (B r a d y), *H. walteri* G r z y b., *Dorothia eocaenica* C u s h., *Trochaminoides irregularis* W h i t e, *Rhabdammina abysorum* B r a d y, *Placentammina placenta*

Grzyb., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Cyclammina gracilis* Grzyb., *Nodosaria longiscata* d'Orb., *Trochamminoides velascoensis* Cush., *Chilostomella oolina* Schweger.

Din lista prezentată reiese că în cuprinsul faciesului de Tarcău mai exact la partea sa superioară a fost întîlnită zona micropaleontologică cu *Cyclammina* care se amplasează la limita dintre Eocenul mediu și superior.

2. *Stratele de Podu-Secu (Eocen superior)*

Se dispun în continuitate de sedimentare peste faciesul de Tarcău, însumînd 175—200 m grosime și încheie succesiunea litologică a Eocenului în regiunea Turia-Casin.

Separarea acestor strate cu semnificația mai sus amintită s-a realizat în Carpații Orientali de către Băncilă (1958).

a) Răspîndire. În regiunea noastră apare ca o bandă cartografică ce se urmărește la est de valea Casinului.

b) Litologie-stratonimie. Trecerea de la orizontul gresiei de Tarcău la cel al stratelor de Podu-Secu se realizează destul de brusc. Deasupra ultimelor pachete groase de gresii de Tarcău se dispun normal pachete metrice și submetrice de argile verzui-oliv mărunt stratificate, micafere, în care se intercalează întîi gresii de tip Tarcău, dar care nu depășesc 1 m grosime și care pe verticală sînt repede substituite de gresii cenușiu-închise, centimetrice, fine, cu fluturași mici de mică diseminați în masa rocii. Gresiile prezintă diaclaze și mici geode umplute cu calcită.

Aceasta este coloana stratigrafică completă a Eocenului de Secu care se întîlnește pe toate profilele din flișul median. Există și unele excepții și anume, apariția unor elemente litologice pe care le-am întîlnit atît în regiunea Turia-Casin cît și în alte sectoare. Astfel, în regiunea Turia-Casin, foarte aproape de baza stratelor de Podu-Secu, se poate observa o gresie grosieră litică cu elemente formate din roci eruptive granitice și granodioritice din gneise și silicolite. Se remarcă o abundanță de cuarț și feldspat caolinizat și sericitizat, ca și prezența micelor și a fragmentelor nesortate de calcare. Aceste asociații sînt prinse într-o matrice argiloasă. Sub microscop în aceste roci s-au identificat, briozoare, corali și alte schelete de organisme constructoare, precum și rare foraminifere (*Textularia* sp.).

Urmărind în continuare coloana litologică, se întîlnesc apoi două intercalații de 1,5—2 m grosime, alcătuite dintr-un amestec de pietriș (șisturi cristaline) cu nisip grosier și argile verzui în care se mai recunoaște ca fragmente, gresii de tip Tarcău și marnocalcare.

De asemenea la partea terminală a stratelor de Secu și imediat sub orizontul bazal al gresiei de Fusaru am întîlnit o brecie care însumează 7 m grosime în care se pot recunoaște fragmente centimetrice de cuarț alb, de micașisturi de calcar marnos de gresii cenușii cu elemente de șisturi cristaline, de gresii tip Tarcău și de marnocalcare cenușii-violacee și alburii.

Prezența acestor nivele în Eocenul superior constituie probabil momentul declanșării unui proces sedimentar care se va repeta la partea terminală a Oligocenului, determinînd în final, sub controlul esențial al diastrofismului, sedimentarea unor brecii care însumează sute de metri grosime.

c) Vîrstă. Pentru datarea acestor depozite apelăm numai la microfaună. Conținutul microfaunistic atestă încadrarea lor la Eocenul superior. El este alcătuit din : *Saccamina placenta* (Grzyb.), *S. sphaerica* Sars., *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *D. robusta* Grzyb., *Reophax duplex* Grzyb., *R. splendens* Grzyb., *R. subnodulosa* Brady, *Nodellum membranaceum* (Brady), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *G. gordialis* (Jones et Parker). *Uaplophragmoides coronata* (Brady), *H. eggeri* Cush., *H. suborbicularis* (Grzyb.), *Recurvoides deplexiformis* (Noth), *Alveophragmium scitulum* (Brady), *A. subglobosum* (Sars), *Trochamminoides elegans* (Rsehak), *T. irregularis* White, *T. proteus* (Karrer), *Cystammina subgaleata* (Vasicek), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. corpuleata* Subbotina, *Globigerinoides rubdiformis* Subbotina, *G. conglobatus* (Brady), *Chilostomella ovoidea* Reuss.

Reținem din lista prezentată erupția de globigerine care cel puțin pentru domeniul carpatic este acceptată ca marcînd sfîrșitul Eocenului și începuturile Oligocenului, constituind pentru stratigrafia Paleogenului un punct cert de referință atunci cînd se trasează limita Eocen-Oligocen.

Faciesul de Pucioasa-Fusaru

1. *Orizontul bazal al gresiei de Fusaru*

a) Răspîndire. A fost separat de Băncilă (1958) ca reprezentînd primul termen al Oligocenului în facies intern și cu această poziție el a fost urmărit de noi la est de valea Casinului ca o bandă cartografică ce însumează aproximativ 175 m grosime și care se urmărește între nord Sînzieni și pîrîul Sf. Ion.

b) Litologie-stratonimie. Din punct de vedere al componenței litologice orizontul este alcătuit din arenite de obicei grosiere medii și fine, uneori acestea transformîndu-se în microrudite. Acest material mai grosier a fost întîlnit la aproximativ 25 m grosime stratigrafică deasupra bazei orizontului, format exclusiv din gresii. Alături de aceste microrudite grezoase am întîlnit un amestec de argile cenușii slab verzui în care sînt incluse fragmente centimetrice de șisturi cristaline.

Gresiile din baza orizontului sînt cenușii-gălbui, alburii cu tente cafenii, culoare care în general se păstrează la toate nivelurile mai înalte.

În masa rocii se întîlnesc paiete de mică ca și granule de șisturi cristaline.

La microscop se observă că este vorba de gresii calcaroase cu ciment calcitic de umplere. Elementele predominante sînt : cuarțul, muscovitul, feldspatul și lamele de clorit. Elementele rare sînt biotitul și

staurolitul, precum și pirite. Se remarcă de asemenea prezența unei argile limonitizată care marchează spațiile interstițiale.

Din intercalațiile fine am colectat probe care au indicat următorul conținut microfaunistic caracteristic acestui orizont în tot lungul flișului median : *Hyperammina elongata* Brady, *Alveolophragmium scitulum* Brady, *Nodosaria callomorphia* Reuss. *Paulina wuellerstorfi* (Schweger), *Globigerina bulloides* d'Orb, *Globorotalia scitula* Brady, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Acarinina* sp.. *Bolivina* sp., *Chilostomella* sp. alături de care apar forme remaniate.

2. *Orizontul marnocalcarelor bituminoase și al menilitelor*

Peste gresia bazală am separat un pachet de cca 25 m grosime constituit din marnocalcare cenușii brune-negre fine cu un puternic miros de hidrocarburi în special în spărtură proaspătă. Calcarele de grosime decimetrică alternează cu marne negre, argile de aceeași culoare și menilite cu un avansat grad de diagenizare.

O caracteristică a orizontului o constituie culoarea de alterație de obicei alb-lăptoasă-gălbuie, motiv pentru care în mod curent ele mai sînt cunoscute ca „marnele albe".

3. *Stratele de Pucioasa-Fusaru*

Deasupra „marnelor albe", Băncilă (1958) consemnează în sectorul Tarcău, prezența stratelor de Pucioasa-Fusaru cu următoarele 3 orizonturi : grezos cu pseudodisodile, calcare sideritice și orizontul șistos cenușiu cu marnocalcare care suportă gresia de Fusaru propriu-zisă ce poate ajunge la 400 m grosime.

Primele două orizonturi nu apar ca strate în regiunea noastră. Fenomenul nu este local, el putînd fi urmărit pînă în valea Uzului. Dealtfel, aceleași substituții litologice au putut fi observate nu numai în această regiune ci și în bazinul văii Buzăului, la paralela localității Nehoiu-Cătiașu și în continuare către valea Teleajenului unde cele trei orizonturi menționate de Băncilă plus gresia de Fusaru din bază sînt cuprinse într-un orizont șistos de cca 100 m grosime în care se întîlnesc gresii de tip Fusaru centimetrice, marnocalcare, marne și argile negre de aceeași grosime, totul alternînd pe intervale foarte reduse.

Revenind la regiunea Turia-Casin menționăm că orizonturile citate de Băncilă sînt amintite aici numai de unele intercalații prinse între marne cenușii și care pe direcție își pierd individualitatea.

Remarcăm de asemenea că în baza stratelor Pucioasa-Fusaru frecvența unor șisturi pseudodisodile și șisturi disodilice cu grosimi de 1—5 m este mai mare, dar prezența lor (sporadică) o constatăm chiar și în partea mediană a acelorași strate. Aceeași valoare și semnificație au și celelalte intercalații citate mai sus.

Pornind de la aceste constatări am inclus depozitele de deasupra „marnelor albe" la ceea ce denumim strate de Pucioasa-Fusaru.

În afară de termenii și litologia mai sus citată în rest în succesiunile întîlnite, sîntem în prezența unor alternanțe ritmice de marne și gresii centimetrice sau decimetrice. Gresiile cu granulație pînă la medie, sînt sortate și prezintă grade variabile de compactare. Uneori gresiile însumează grosimi metrice sau mai mult, în care caz formează pachete de 25—35 și chiar 50 m grosime permițînd urmărirea lor pe distanțe relativ mici. Mai remarcăm prezența unor gresii grosiere nesortate ca și a calcarelor sideritice. S-au mai întîlnit pachete de marne șistoase dure care se desfac în plăcuțe.

Merită a fi semnalat că la partea inferioară a gresiilor centimetrice bine sortate au fost întîlnite numeroase urme de curent de tip „fluted cats" sau „crescent mark" precum și foarte numeroase bioglife prezentînd cele mai capricioase forme.

Stratele de Pucioasa au fost urmărite de noi începînd din valea Casinului și pînă la Pîrîul Sf. Ion pe o grosime de aproximativ 600 m.

4. *Orizontul gresiei de Fusaru*

A fost urmărit începînd din valea Casinului apoi în Valea Sf. Ion, pîrîul Cetății și pînă la nord de pîrîul Cătrușa. Mai departe către nord, datorită avansării unității de Audia către exterior, orizontul este depășit de această unitate încălecătoare, pentru ca la sud de valea Borvizului să nu mai apară din întreaga sa grosime decît numai cîteva pachete grezoase. În valea amintită șisturile negre iau contact direct (exceptînd breciile din fruntea încălecării) cu stratele de Pucioasa-Fusaru.

Orizontul gresiei de Fusaru apare în succesiune completă pe aproximativ 400 m grosime între valea Casinului și nord Pîrîul Sf. Ion. El este alcătuit din arenite medii grosiere mai rar fine, dezvoltate în bancuri metrice și separate prin intercalații subțiri de marne cenușii. Remarcăm lipsa unui aranjament al particulelor care constituie masa rocilor. În general sînt gresii dure, micafere și destul de bine sortate, compacte.

La anumite intervale am întîlnit gresii microruditice și chiar rudite cu elemente mărunte rotunjite care nu depășesc 1,5—2 m în diametru. Studiul pe secțiuni subțiri al gresiilor medii și grosiere arată că este vorba de gresii litice cu ciment mixt, argilos-calcaros și subordonat silicios. Fragmentele litice sînt șisturi cristaline (cuarțite, micașisturi, granite filoniene) în timp ce materialul granular este alcătuit din cuarț și feldspat abundent.

5. *Stratele de Vinețișu*

Se dispun în continuitate de sedimentare peste orizontul gresiilor masive de Fusaru. Dat fiind faptul că separarea lor, ca și a stratelor de Podu-Morii între valea Teleajenului și valea Zăbala, a însemnat pe de o parte un pas înainte în cunoașterea stratigrafiei Paleogenului, iar pe de alta a generat numeroase discuții și confruntări de idei, am acordat separării stratelor de Vinețișu în regiunea Turia-Casin o atenție deosebită.

Facem mențiunea că în legătură cu poziția lor în cadrul Paleogenului am adus cîteva argumente (B u c u r et al., 1970) în sprijinul unei

corelări între diversele zone sau unități ale flișului paleogen dintre Teleajen și valea Buzăului. În esență afirmasem atunci că microfauna din stratele de Podu-Morii se reîntîlnește în baza stratelor de Vinețișu, existînd astfel un argument de a paraleliza stratele de Podu-Morii cu baza celor de Vinețișu. În final am conchis tot atunci că stratele de Vinețișu în totalitate se paralelizează cu stratele de Podu-Morii, și de Kliwa superioară, luate împreună. Atît deasupra stratelor de Vinețișu cît și a gresiei de Kliwa superioară se dispune același pachet de disodile care la rîndul lui suportă gipsuri.

În regiunea Turia-Casin, stratele de Vinețișu ocupă o zonă foarte restrînsă și în plus sîntem confruntați cu complicații structurale (încălecarea unității de Audia) care împiedică observația directă a întregii lor coloane litologice.

Pentru înțelegerea punctului nostru de vedere ce va fi expus mai departe, găsim că este indicat să prezentăm pe scurt opiniile autorilor care s-au ocupat cu stabilirea stratigrafiei și poziția stratelor de Vinețișu ca și a celor de Podu-Morii, respectiv Popescu (1952), Grigoraș (1955), Pătruț (1955) și Dumitrescu (1961). Grigoraș și Pătruț sînt de părere că stratele de Vinețișu se paralelizează cu gresia de Kliwa superioară, acoperișul ambilor termeni fiind marcat de disodile și menilite, cu grosimi mai mari către exteriorul flișului paleogen și mai reduse către interiorul său, peste tot disodilele suportînd gipsuri. Cît privește poziția stratelor de Podu-Morii, Grigoraș susține că acestea se pot paraleliza cu partea superioară a orizontului gresiilor masive de Fusaru. Dumitrescu (1961) și Săndulescu et al. (1962) paralelizează stratele de Podu-Morii și gresia de Kliwa de deasupra lor cu stratele de Vinețișu, punct de vedere exprimat și acceptat și de noi mai tîrziu. Popescu (1952) consideră că stratele de Vinețișu se paralelizează numai cu stratele de Podu-Morii, așa că gresiei de Kliwa superioară și disodilelor din acoperișul acestor gresii, din zonele externe ale flișului paleogen, le corespunde, în zona ocupată de Oligocenul în facies intern, un pachet de 25 m de disodile care constituie acoperișul stratelor de Vinețișu.

De aci rezultă că pachetul de disodile de 25 m grosime, care conține acoperișul stratelor de Vinețișu, ar avea ca echivalent în zonele mai externe, întreaga succesiune a gresiei de Kliwa superioară și a disodilelor terminale.

În sprijinul paralelismului Vinețișu — Podu-Morii, Popescu apelează la intercalațiile de cinerite prezente în ambii termeni. În legătură cu valoarea-reper ce s-a acordat acestor tufuri, ne-am exprimat deja opinia (Bucur, 1963)[39] în sensul că astfel de intercalații nu se întîlnesc numai în stratele amintite, ci și între bancurile gresiei de Kliwa inferioară și superioară, situații ce se pot întîlni la sud și la nord de confluența pîrîului Valea Rea cu valea Buzăului.

Cu toate acestea noi considerăm că concluziile lui Popescu, deși se deosebesc de cele exprimate de ceilalți autori, sînt importante

[39] Arh. I.P.G.G., București.

pentru descifrarea stratigrafiei Paleogenului întrucît ele aparţin perioadei în care noţiunea de „facies de Fusaru-Tarcău" era încă uzuală, iar stratelor de Podu-Morii li se atribuie uneori o vîrstă eocen-superioară.

În acest mod se conturau opiniile în momentul în care în regiunea Turia-Casin am separat (1961) [40] stratele de Vineţişu. Acestea, din punct de vedere al litologiei sînt alcătuite ca şi în alte sectoare, din alternanţe repetate de marne şi gresii calcaroase fine cu structură ondulată şi cu numeroase mecanoglife. Deşi aflorimentele sînt rare în segmentele observabile ale coloanei litologice, am putut totuşi identifica o intercalaţie de 50 cm de gresie cenuşie-gălbuie, medio-granulară, micaferă, de tip Fusaru. Prezenţa acestor gresii nu constituie o excepţie pentru regiunea noastră ci o apariţie normală întrucît, în alte sectoare, unde se pot observa succesiuni mai complete, astfel de bancuri sînt mai frecvente şi cu precădere se plasează în partea mediană a stratelor de Vineţişu.

În regiunea noastră, deasupra acestui banc de gresii, urmează din nou alternanţa de marne şi gresii ondulate, după care observaţia este întreruptă mai întîi de o mică zonă de pornituri (în care se recunosc elementele din şisturi negre şi din breciile oligocene) apoi de falia Audia în lungul căreia unitatea cu acelaşi nume face să dispară sub încălecare o serie de termeni ai Oligocenului superior. Trebuie să menţionăm că la nord de pîrîul Cetăţii, unitatea de Audia i-a contact cu termeni şi mai vechi ai Oligocenului, marcînd astfel amploarea încălecării.

Harta pe care am întocmit-o între pîrîul Cetăţii şi vest satul Sînzieni, relevă cîteva aspecte semnificative. Judecînd după această hartă se întrevede posibilitatea ca partea terminală a Oligocenului să fie reprezentată de brecii. În această idee partea terminală a stratelor de Vineţişu precum şi disodilele de deasupra lor ar fi înlocuite de faciesul brecios.

Această interpretare nu exclude şi o altă ipoteză care se poate emite şi anume, că în valea Casinului, stratele de Vineţişu nu s-au depus în totalitate, lipsind partea lor superioară şi deci breciile sînt sincrone disodilelor superioare.

În sfîrşit o a treia interpretare ar pleda pentru existenţa unei falii între brecii şi stratele de Vineţişu, falie care face să dispară sub planul său, succesiunile superioare ale stratelor de Vineţişu ca şi depozitele din acoperişul lor, în care caz faciesul de Slon, ar fi ocupat o poziţie mai internă faţă de zona de Vineţişu şi Fusaru.

Dacă vom urmări pe direcţie evoluţia orizonturilor Oligocenului şi chiar şi cele ale Eocenului, faţă de direcţiile şi zona de afloriment a faciesului brecios (şi nu am avea în vedere că şariajul unităţii de Audia contribuie foarte mult la crearea acestei imagini) trasarea acestei falii pare verosimilă mai ales că situaţii similare au fost întîlnite în zona Slon ca şi în sinclinalul Plotoniţa.

Toate aceste interpretări vizează însă un sector acoperit de Cuaternarul văii Casinului astfel că ne găsim în situaţia de a nu putea face opţiuni certe din lipsă de informaţii de teren.

[40] *Op. cit.* pct. 6.

Cunoştinţele actuale privind poziţia breciilor Oligocenului în facies intern, oferă însă posibilitatea unor rezolvări, care, funcţie de datele existente permit o serie de aprecieri, după noi, destul de apropiate de realitate. Astfel, Popescu (1949, 1961, 1966) caracterizează breciile din zona Ursei şi Slon ca un facies particular al Oligocenului intern, concluzie care conduce la ideea că aceste depozite nu se limitează strict la un anume interval. Joja (1952) menţionează orizonturi brecioase intercalate în stratele de Găineşti, fapt care conduce la ideea că breciile se plasează în treimea superioară a scării stratigrafice a Oligocenului. Băncilă şi Agheorghiesi (1964) admit că breciile din sinclinalul Plotoniţa ocupă partea mediană a Oligocenului de Krosno însoţind traseul faliei Plotoniţa. În sfîrşit în regiunea de care ne-am ocupat, faciesul brecios se plasează în partea terminală a Oligocenului.

Cele menţionate pînă aci, impun concluzia că depunerea de brecii nu s-ar limita numai la un anume interval cronostratigrafic oligocen. În această idee pare destul de posibil ca partea terminală a stratelor de Vineţişu, neîntîlnite în regiunea Turia-Casin, ca şi disodilele din acoperişul lor, să fie substituite prin brecii.

Faciesul de Slon

Aceste depozite au fost urmărite la partea superioară a Oligocenului din regiunea noastră şi sînt reprezentate de brecii sedimentare.

Astfel de depozite sînt citate de către Popescu şi Olteanu (1949), în partea sudică a Carpaţilor Orientali (sectoarele Slon şi Ursei) şi de către Joja (1952) în partea lor de nord (sectorul Găineşti).

De atunci, astfel de depozite au mai fost semnalate şi în alte zone din lungul Carpaţilor, însă nu li s-a acordat semnificaţia geologică aşa cum o înţelegem astăzi.

In regiunea Turia-Casin prezenţa lor a fost semnalată în urmă cu peste un deceniu (Bucur, 1961)[41]. La acea dată atenţia ne-a fost reţinută de faptul că urmărind unii torenţi ai văii Casinului, între pîrîul Conic şi valea Seacă, am putut observa o asociaţie litologică deosebită de cea a Oligocenului şi în parte identică cu cea cretacică. De asemenea ne-a surprins şi dispoziţia rocilor în aflorimente care evident trăda resedimentarea lor.

Studiul conţinutului microfaunistic executat de I. Costea pe cca 100 de probe colectate de noi a condus în final la concluzia că pe anumite intervale o microfaună tipic cretacic-superioară sau asociaţiile de tip Cretacic inferior se succed la intervale scurte, între acestea intercalîndu-se microfauna faciesului gresiei de Tarcău sau cea a Oligocenului de Fusaru-Pucioasa. Bazaţi pe aceste considerente Bucur şi Costea (1964) separă între Valea Seacă şi pîrîul Conic, brecii oligocene pe care le denumesc strate de Slon-Găineşti.

Remarcăm faptul că pînă la acea dată în regiune nu se cunoşteau astfel de depozite. Trebuie să mai adăugăm că la arhiva Institutului

[41] *Op. cit.* pct. 6.

geologic se găsește o hartă geologică preliminară întocmită de către Filipescu et al. elaborată în perioada 1958—1959, pe care, între Valea Seacă și pîrîul Conic, zona ocupată de faciesul de Slon, este marcată printr-o bandă de Cenomanian-Senonian.

La nord de pîrîul Conic, faciesul de Slon l-am urmărit apoi în anii 1965—1968 pînă în Pîrîul Repatului (nord-est Plăieși). Și aici se impune precizarea că în 1964 în valea Borvizului, Săndulescu și Săndulescu susțin existența unor brecii oligocene, autorii semnalîndu-le prezența apoi imediat la nord de valea Uzului în axul unei cute sinclinale.

Vom încheia prezentarea generală cu tabelul de sinonimii care se prezintă astfel : brecii oligocene (Olteanu, 1952), brecii cu blocuri (Popescu, 1949) ; strate de Krosno *p. parte* (Băncilă, Agheorghiesi, 1964) ; orizontul stratelor de Găinești *p. parte* (Dicea, 1968) ; strate de Slon-Găinești (Bucur, Costea, 1964).

a) Răspîndire. Primele aflorimente ale faciesului de Slon apar mai întîi la vest de valea Casinului între pîrîul Valea Mare și pîrîul Conic pentru ca apoi să se regăsească (fără a marca o bandă cartografică continuă) pe un aliniament nord-sud, traversînd văile Cetății Cătrușa și Borvizului.

Mai către nord ele au fost întîlnite în Pîrîul Repat unde dispar sub falia de Audia, nemaiapărînd pînă imediat la nord de valea Uzului. Succesiunile cele mai complete pot fi urmărite numai între pîrîul Conic și Valea Mare, în rest din aceste depozite fiind deschise numai segmente din coloana lor litologică.

b) Litologie-stratonimie. Apreciind în totalitate ansamblul asociațiilor litologice se poate spune că în cazul acestor depozite sîntem în prezența, aproape în exclusivitate, a unui facies marnos-calcaros-argilos, gresiile, în sensul unor adevărate intercalații, fiind extrem de rare.

Materialul întîlnit, ca formă și dispoziție în strat, este extrem de variabil și dispus cu totul întîmplător.

Ca pachete de strate cu înclinări variabile, am întîlnit marne cenușii-verzui, de grosimi pînă la 50 cm alternînd cu nivele de aceeași componență dar de alte culori. Alături de aceste depozite, prezente în toată coloana litologică, am întîlnit 3 intercalații de argile roșii de 40,60 și 80 cm grosime, apoi gresii centimetrice sau cu grosimi de pînă la 1 m, gresii cenușii-ruginii friabile micafere de tip Tarcău și Fusaru, nivele decimetrice de marne cenușii-închise de tip Pucioasa ca și nivele decimetrice de argile negre comparabile cu cele din stratele de Audia.

Ca elemente litologice dispuse întîmplător în succesiunile întîlnite citățm : gresiile cenușii-închise cu fragmente mărunte de cuarț, gresii medio-granulare, micafere, gresii silicioase dure cu bioglife, calcare sideritice de tipul celor din șisturile negre, disodile, marnocalcare bituminoase de tip oligocen, marnocalcare cenușii-vișinii.

La diverse nivele am întîlnit în aflorimente o intercalație marnoasă-argiloasă, cenușie-verzuie care constituie matricea sau liantul unor frag-

mente centimetrice, subdecimetrice de marnocalcare cenușii-verzui. Studiul petrografic al acestei brecii mărunte a arătat că este vorba de un grauwake cloritic, elementele fiind prinse într-o matrice de neoformație, cloritică, născută pe seama unui material argilos inițial, structura matricei fiind nematoblastică.

În alte locuri, cum este cazul pe pîrîul Conic, se întîlnește o matrice argiloasă nisipoasă care înglobează toate tipurile de roci din stratele de Palanca-Teleajen și Audia. În pîrîul Cetății și Cătrușa pe seama acestor depozite au luat naștere pornituri în care de asemenea se poate recunoaște materialul de la sud de pîrîul Conic. Mai departe, în pîrîul Borviz, au fost întîlnite imediat sub șisturile negre și stînd pe Oligocenul de Fusaru-Pucioasa, marnocalcare cenușii-verzui în lespezi de 10—20 cm care amintesc perfect de stratele de Cîrnu-Șiclău din unitatea paleogenă mai externă, dar care au un bogat conținut microfaunistic eocen. Imediat la nord de valea Borvizului pe un mic afluent estic al văii Casinului într-un afloriment de 20 m lungime și 10 m înălțime se poate recunoaște într-o matrice marnoasă-argiloasă cenușie, gresii de tip Fusaru dispuse haotic, marnocalcare din faciesul bituminos oligocen, marnocalcare din stratele de Cason, marne foarte nisipoase și care se desfac în plăci subțiri milimetrice uneori cu impresiuni de pești (forme întregi, pl. XII fig. 1, 2).

Alături de acest afloriment apare un nivel de cca 4 m de marnocalcar alb care se desface în plăcuțe subțiri aparținînd tot orizontului cu brecii.

c) Vîrstă. În afară de peștii menționați : *Seranus budensis* H e c k e l și un exemplar din familia Percidelor nu am întîlnit alte macrofosile. In schimb microfauna este abundentă în toate aflorimentele din care s-au colectat probe. Vom începe cu prezentarea unor date mai vechi. Astfel în 1964, colectînd un număr de 29 de probe, dintr-o succesiune litologică a breciilor ce aflorează pe un torent al văii Casinului s-au obținut următoarele date :

— din primele 10 probe, 8 conțin microfaună eocenă, iar două microfosile oligocene anume : *Cassidulina laevigata* d'O r b. *Reophax scorpiurus* M o n t f o r t, *Sigmoilina tenuis* (C z j e k), și în plus, resturi scheletice de pești ;

— următoarele 6 probe indică Danian-Paleocenul datorită prezenței globigerinidelor reprezentate prin specii *Globigerina triloculinoides* și *G. eocaenica* și a globorotalidelor cu erupții de *Globorotalia membranacea* și *G. crassata ;* 1 probă revenind Oligocenului, iar o alta, Eocenului mediu superior cu erupții de *Cyclammina amplectens* G r z y b ;

— alte două probe conțin amestec de forme eocene și paleocene, iar următoarea prin erupția de globigerinide și globorotalide precum și prin *Proteonina (Pelosina) complanata* (F r.) și *Nodellum velascoense* (C u s h.), indică cu certitudine Danian-Paleocenul ;

— următoarele două probe conțin specii tipic eocene, pentru ca în altele din acoperișul lor, conținutul microfosil să fie foarte sărac,

datorită mediului reducător, exprimat în celule prin piritizări, amintindu-ne de condițiile în care s-a depus Oligocenul de Fusaru-Pucioasa ;

— ultima probă arată un bogat conținut de globigerinide danian-paleocene.

Studiind în 1964 geologia văii Siriului am întîlnit în aceleași depozite cîteva macroforaminifere, anume : *Asterocyclina terameli* (S c h l u m), *A. stella* (G ü m b.) *Opereculina* sp. aff. *seminvoluta* N e m k o v et B a r c h a t o w a, *Operculina parvis* D o u v i l l é, *Nummulites nitidus* d e l a H a r p e, *Nummulites* sp., forme determinate de G. B o m b i ț ă. Faptul că numuliții se prezintă numai ca forme megasferice iar asterocyclinele sînt corodate, sînt indicii ale remanierii lor.

Într-un bloc de șisturi disodilice am identificat un exemplar de *Scopelus mrazeci* P a u c ă. Alături de aceste forme se întîlnesc microfosile în repetiție la intervale foarte scurte, forme care au o largă distribuție pe intervalul Hauterivian-Oligocen *(Hyperammina, Ammodiscus, Rhabdammina,* etc.) și care alternează cu cele cu distribuție mai frecventă pe intervalul Cenomanian-Oligocen *(Litotuba, Dorothya)* sau cu altele din Senonian *(Globotruncana)* și Danian-Paleocen *(Glomospira charoides,* globogerinide).

Preocupările noastre din ultima vreme privind aceste depozite completează inventarul paleontologic al acestor depozite. Au fost colectate probe din zona amplasată imediat la nord de satul Valea Seacă și probe din pîrîul Borvizului și dintr-un mic afluent estic al pîrîului Casin situat la nord de această vale.

În zona nord Valea Seacă probele au indicat conținutul alcătuit din : *Rhabdammina* ex. gr. *discreta, Rhabdamina* ex. gr. *discreta* B r a d y, *Bathysiphon filiformis* S a r s, *Hormosina globutifera* B r a d y, *Glomospira charoidea* (J o n e s et P a r k e r), *G. irregularis* (G r z y b.), *Litotuba lituiformis* (B r a d y), *Reophax subnodosa* B r a d y, *R. Scorpiurus* M o n t f o r t, *Haplophragmoides coalingensis* C u s h., *H. Walteri* (G r a z y b.) *Alveophragmium scitulum* (B r a d y), *A. subglobosa* (S a r s), *Nodosaria longiscata* d'O r b., *N. tetragona* R e u s s, *Dentalina consobrina* d'O r b., *Bolivina* sp., *Bulimina* sp., *B. aculeata* d'O r b., *Globigerina apertura* C u s h, *G. bulloides* d'O r b., *G. trilobus* R e u s s, *G. venezuellana* H e b d e r ; *Globigerinoides conglobatus* (B r a d y), *Eponides umbonatus* (R e u s s), *Planulina wuellerstorfi* (S c h w e g.), *Cassidulina margareta* K a r r e r, *Pullenia bulloides* (d'O r b.), *Trochamminoides irregularis* W i t h e, *T. elegans* (R z e h a k), *T. proteus* (K a r r e r), *Cystammina pauciloculata* (B r a d y), *Dorothia eocaenica* C u s h., *Globorotalia scitula* B r a d y, *Cyclammina amplectens* G r z y b, *Saccammina placenta* G r z y b., *Hyperammina elongata* B r a d y, *Dendrophrya excelsa* G r z y b., *Ninion pompiloides* (F i c h t e l l et M o l l), *Gyroidina depressa* (N o t h), *Osangularia florealis* (W h i t e), resturi scheletice de pești.

În zona pîrîului Borviz notăm aproape aceeași microfaună remarcîndu-se în special o puternică erupție de *Cyclammina amplectens,* zonă care caracterizează Eocenul mediu și superior. În rest remarcăm de

asemenea, remanieri din Senonian și Eocenul superior. Ca și în celelalte cazuri conținutul microfaunistic amintit mai sus, se repetă și la intervale mai superioare.

În legătură cu poziția acestui facies, considerăm că nu mai sînt necesare alte mențiuni întrucît ele au fost făcute în detaliu atunci cînd am vorbit de relațiile sale cu stratele de Vinețișu.

Toate aceste date ne-au determinat să admitem că breciile conțin microfaună remaniată începînd cu Cretacicul și terminînd cu Oligocenul și că ele se plasează în partea superioară a Oligocenului din regiunea noastră. Grosimea maximă a faciesului de Slon este de 350 m.

Încheiem capitolul stratigrafic propriu-zis cu cîteva observații de sedimentologie, care își pot aduce aportul la completarea cunoștințelor obținute pînă acum.

Sedimentarul Unității Medio-marginale este cel mai caracteristic exemplu pentru flișul grosier propriu-zis. În legătură cu masivitatea gresiei de Tarcău și de Fusaru s-a emis și ipoteza (A t a n a s i u, 1952) că de fapt acestea reprezintă exemple tipice a episoadelor molasice în cadrul flișului paleogen.

Preocupările actuale tind să includă totuși aceste depozite în categoria flișului grosier de tip proximal (C o n t e s c u, 1967).

Remarcăm în cadrul faciesului de Tarcău și Fusaru prezența unor varietăți de roci de tip subgrauwacke, grauwacke, microconglomerate și chiar conglomerate puternice (Bako-Sînzieni) alcătuite exclusiv din elemente de origină carpatică. Cît privesc stratele de Podu-Secu, eocen-superioare, C o n t e s c u (1967), este de părere că ele reprezintă un fliș proximal-distal, corespondentele lor de vîrstă (strate de Plopu și Bisericani) fiind considerate în primul caz fliș distal, iar cel de-al doilea subfliș. La stabilirea acestei clasificări se pare că s-a ținut seama numai de poziția domeniului lor de sedimentare în cadrul geosinclinalului și mai puțin de asociațiile litologice.

După părerea noastră în nici unul din cazuri nu sîntem confruntați cu flișul tipic. Poate că această caracteristică, ținînd seama de stratonomie, să o îndeplinească stratele de Plopu și în mică măsură cele de Podu-Secu. Cît privesc stratele de Bisericani (marno-argile cu intercalații de nisipuri sau gresii centimetrice subțiri friabile) acestea în nici un caz nu îndeplinesc caracteristicile flișului sau subflișului. Facem această afirmație gîndindu-ne la faptul că șisturile negre în totalitate sînt definite de C o n t e s c u ca un fliș atipic.

Trecînd acum în partea superioară a Oligocenului, constatăm la nivelul stratelor de Pucioasa, instalarea unor condiții de sedimentare puternic reducătoare, euxinice, pentru ca în partea sa terminală să fim în prezența breciilor de resedimentare, argument în sprijinul existenței unor zone de țărm nu prea îndepărtate.

Flișul paleogen ne-a mai oferit posibilitatea aprecierii unor direcții de transport prin măsurători făcute în special pe flute-casts. Apreciind în final rezultanta acestora, se poate emite ideea că o direcție de

transport cu orientare SV-NE vine să susţină o sursă de alimentare pentru sedimentarea flişului paleogen amplasată undeva în cuprinsul flişului cretacic.

G) Roci eruptive

Pe Pîrîul Primejdios şi deasupra băilor Balvanioş au fost întîlnite roci andezitice pe o suprafaţă foarte restrînsă. Sîntem în prezenţa unor andezite cenuşii-deschise sau cenuşii-roşietice în care se individualizează cristale negre de hornblendă, hipersten şi rar augit mărunt, diseminate în masa rocii. Avînd în vedere că sîntem foarte aproape de lanţul eruptiv Harghita, a cărui vîrstă pliocenă sau cuaternară nu este contestată, am admis şi noi aceeaşi vîrstă pentru rocile întîlnite în regiune, menţionînd în acelaşi timp că aci nu sîntem în prezenţa unor curgeri de lave, ci de intruziuni filoniene legate de un centru de alimentare plasat probabil imediat la vest de băile Balvanioş.

Condiţiile de afloriment nu permit observarea unor fenomene de contact între eruptiv şi sedimentar.

H) Depozite cuaternare

Este necesară precizarea că, deşi au fost întîlnite de noi în mai multe puncte din cuprinsul perimetrului pe care l-am cercetat, dar mai ales pe latura sa sudică (la contactul cu depresiunea Tg. Secuiesc), acesta nu a constituit obiectul preocupărilor noastre, astfel că ne vom mărgini la informaţii cu totul sumare privind compoziţia sa.

Dat fiind caracterul reprezentării lor în legendă, am separat şi specificat pe hartă, că în totalitate, Cuaternarul este reprezentat prin aluviuni, terase, pornituri şi grohotişuri de pantă.

O suprafaţă mare o ocupă în regiune aluviunile cantonate în lungul tuturor rîurilor dar în special în lungul pîrîului Casin, Turia şi Primejdios.

Grosimea acestor depuneri este variabilă. Dacă în pîrîul Turia şi în unele locuri din Pîrîul Primejdios grosimea acestora variază de la mai puţin de 1 m şi 2 m, în valea Casinului, nu se pot face estimări exacte. Bănuim că, cu cît ne apropiem de satul Sînzieni, grosimea lor creşte foarte mult. Spre exemplificare vom nota că deşi malurile văii Casinului la marginea de nord a satului Sînzieni are o înălţime de cca 5 m, nu se văd totuşi aflorînd rocile din substrat.

În cazul celorlalte două pîraie, materialul transportat este exclusiv cretacic.

Cît privesc terasele, acestea însoţesc pîrîul principal, adică valea Casinului. Am identificat un singur nivel de terase, în unele locuri în altitudine relativă, atingînd 10—15 m. În mod obişnuit altitudinea acestui nivel este sub 10 m.

O suprafaţă mare o ocupă porniturile născute în special pe seama marnelor de Pucioasa şi a pelitelor din stratele de Cason.

La vest de valea Seacă, am întîlnit acumulări deluviale, unele mai importante altele mai reduse, născute sub acţiunea apei de ploaie care

a acţionat mai rapid asupra pachetelor marnoase şi cu precădere acolo unde înclinarea stratelor este conformă cu căderea pantelor.

În vecinătatea intercalaţiilor grezoase notăm existenţa unor coluvii, (grohotişuri de pantă).

În sfîrşit mai notăm existenţa în valea Casinului, datorită aportului torenţilor pe terase, a unor depozite proluviale de proporţii reduse.

Cuaternarul depresiunii Tg. Secuiesc-Breţcu a fost observat de noi numai într-un singur afloriment (Sînzieni) unde într-o deschidere pe o înălţime de 5,50 m apar nisipuri albe şi fine, torenţiale, cu nivele centimetrice de material eruptiv sub formă de fragmente mărunte. În aceeaşi deschidere am observat şi ochiuri şi lentile de argile cafenii. La partea superioară a aflorimentului solul are 1,20 m grosime.

O deschidere asemănătoare se găseşte amplasată şi la marginea de vest a satului Turia unde stratificaţia încrucişată apare bine reprezentată.

III. TECTONICA

Amplasată în partea internă a curburii Carpaţilor Orientali, regiunea Turia-Casin îmbrăţişează o parte din cele trei mari unităţi structurale ale zonei flişului cretacic şi se extinde spre exterior peste un sector restrîns al zonei flişului paleogen.

În acest cadru structural, flişul de Cason — respectiv unitatea de Macla-Zagon şi cel de Toroclej — respectiv unitatea de Toroclej, menţionate în lucrarea noastră pentru prima dată la nord de Tg. Secuiesc, completează edificiul stratigrafic şi tectonic cunoscut. Dealtfel, în ultimul timp se încearcă tot mai insistent extrapolarea către nord a unităţii de Macla-Zagon, separată pentru prima dată (Dumitrescu et al., 1968; Ştefănescu, 1967) între Covasna şi valea Ialomiţei, rezultatele noastre de acum susţinînd acest punct de vedere.

Cît priveşte definirea unităţii de Toroclej, ca element tectonic nou, aceasta reprezintă de asemenea o contribuţie cu implicaţii deloc minore pentru descifrarea relaţiilor structurale din partea externă a flişului cretacic. Facem această afirmaţie întrucît în legătură cu poziţia flişului de Toroclej şi relaţiile tectonice dintre zona şisturilor negre şi „flişul curbicortical“ există încă controverse asupra cărora vom face cîteva menţiuni în continuare.

Într-adevăr este recunoscut faptul că marile linii tectonice, Lutu-Roşu, Audia sau Medio-marginală, sînt în mare parte uşor de urmărit în lungul Carpaţilor datorită relaţiilor de încălecare care se stabilesc între faciesuri heteropice.

În acelaşi timp, literatura geologică consemnează existenţa în Carpaţii Orientali, a unei alte importante pînze a flişului cretacic şi anume pînza Flişului Intern, a cărei definire şi mai ales urmărire se realizează foarte greu pe multe sectoare.

În legătură cu această problemă s-au făcut numeroase menţiuni în literatura noastră geologică şi considerăm că va fi utilă reamintirea cîtorva idei, în special pentru înţelegerea punctului nostru de vedere.

Înmănuncherea și sintetizarea lor s-a realizat recent în cîteva lucrări de mare întindere (Dumitrescu și Săndulescu, 1971 ; Săndulescu, 1974), lucrarea de față fiind afectată în special de unele opinii prezentate în „Monografia formațiunilor din zona externă a flișului Carpaților Orientali" întocmită de un colectiv condus de Dumitrescu și Joja. Autorii acestei lucrări consideră că Uhlig (1970) este primul care încearcă o divizare a zonei flișului carpatic distingînd în cadrul acesteia două unități tectonice majore : pînza beskidică și pînza subbeskidică. Limita între aceste două elemente structurale era plasată de Uhlig la marginea externă a zonei cu strate de Șipot, care corespunde în concepția actuală cu marginea externă a pînzei de Audia. Pînza beskidică a fost separată mai tîrziu sub numele de zona internă (Mrazek, Teisseyre, 1907 ; Macovei, Atanasiu, 1926 ; Macovei, 1927) sau de pînza internă (Atanasiu, 1943). Din pînza subbeskidică a lui Uhlig s-au separat zona marginală și zona mediană (Macovei, 1927). Din considerațiile făcute mai reiese că, respectînd criteriul priorității, limita dintre zona internă și zona externă a flișului corespunde cu marginea estică a pînzei de Audia.

Luînd în considerare criteriul paleogeografic și anume aria de răspîndire a seriei șisturilor negre, Filipescu (1955) a considerat că zona de solzi, denumire sub care el descrie pînza de Audia, aparține zonei externe, zona internă în accepțiunea acestui autor corespunzînd unităților de la interiorul zonei de solzi. Luînd în considerare acest criteriu ar trebui însă să extindem noțiunea de zonă externă la aproape întreaga zonă a flișului Carpaților Orientali întrucît singura unitate în care se cunosc stratele de Sinaia este pînza de Ceahlău. Toate celelalte pînze ale zonei flișului provin dintr-un domeniu în care sedimentarea cretacic-inferioară este în întregime sau cel puțin parțial, de tipul șisturilor negre. Așa este cazul pînzei flișului curbicortical în care, partea inferioară a stivei sedimentare-eocretacice este dezvoltată după Săndulescu și Săndulescu, 1965 și Contescu, 1968, precum și a tuturor unităților situate la exteriorul acestora unde întreg Cretacicul inferior este dezvoltat în faciesul șisturilor negre.

Aplicînd deci consecvent principiul paleogeografic s-ar ajunge la o definire a zonei externe a flișului într-un sens mult mai larg decît cel dat de Filipescu, care a luat drept bază de divizare tocmai acest principiu.

Pentru sectorul valea Moldovei-Tg. Secuiesc, ideile oferite pînă acum deși se înscriu cu un aport în descifrarea tectonicei zonei externe a flișului cretacic nu oferă din punctul nostru de vedere un răspuns complet la această controversată problemă.

În ceea ce privește sectorul de la vest de valea Teleajenului, opiniile sînt încă în faza de confruntare datorită complicațiilor care afectează în egală măsură atît zona flișului cretacic, cît și pe cea a flișului paleogen.

În legătură cu imaginea tectonică din regiunea Turia-Casin, pe care se sprijină punctul nostru de vedere, menționăm că ea este rezultatul cercetării în detaliu atît a regiunii amintite cît și a altora din Carpații

Orientali. Am reușit astfel în final, să realizăm o concepție tectonică unitară în care sînt cuprinse aspectele geologice specifice părții externe a flișului cretacic.

Trebuie adăugat în acest context, că schemele și nomenclaturile structurale anterior exprimate s-au dovedit, în ceea ce ne privește, uneori necuprinzătoare sau în anumite situații chiar în dezacord cu realitățile geologice de teren. În acest fel se justifică crearea unui cadru structural parțial nou, păstrînd sau utilizînd însă o serie de noțiuni ce-și găsesc motivarea în datele obținute de noi.

Dat fiind faptul că argumentele (paleogeografice-geotectonice) la care s-a apelat pentru justificarea clasificărilor și nomenclaturilor tectonice enunțate pînă acum, comportă discuții, am renunțat la utilizarea unor criterii stricte (poziție cardinală, toponimie, caractere litologice, aranjament geometrico-structural) pentru a încadra unitățile tectonice din regiunea Turia-Casin.

În legătură cu această problemă mai trebuie precizat că separarea unităților de Macla-Zagon și de Toroclej a impus reconsiderarea relațiilor structurale în partea cea mai externă a zonei flișului cretacic și în consecință renunțarea la imaginile tectonice anterior enunțate.

În sfîrșit, definirea celor 2 unități mai sus citate permite acum o delimitare nouă a domeniului flișului de Audia și Teleajen.

Pornind de la aceste premize am considerat că denumirea de „Unitate de Ceahlău" este în acord cu concepția noastră și totodată crează un cadru larg de încadrare a elementelor sale structurale inclusiv cele nou descoperite (digitația de Ciuc, Bodoc) (Săndulescu, 1964).

Pentru flișul de la exteriorul unității de Ceahlău, după opinia noastră, nu mai pot fi susținute clasificările sau nomenclaturile enunțate pînă acum, întrucît au apărut date geologice noi, de interes stratigrafic și tectonic care delimitează mai exact atît faciesul cît și poziția sa în ansamblul geotectonic al Carpaților Orientali și în plus noțiunea de „fliș curbicortical" este prin definiție o caracteristică de natură sedimentologică, care se întîlnește de asemenea în domeniul șisturilor negre, în flișul de Sînmartin-Bodoc, în flișul de Cason și de Toroclej, precum și în cuprinsul flișului paleogen (strate de Vinețișu și de Podu-Morii). Celelalte denumiri ca de exemplu Unitatea Est-internă sau digitația inferioară a Pînzei Interne au devenit, datorită acumulării de noi date, noțiuni tectonice mult prea generale și în dezacord cu tectonica de detaliu susținută de relațiile dintre diferitele faciesuri cantonate în partea externă a zonei flișului cretacic.

Cele menționate ne fac să susținem că denumirea de unitate de Palanca-Teleajen este mai indicată în primul rînd, pentru că aceasta se identifică parțial cu numele sub care este cunoscut stratotipul dominant și în al doilea rînd pentru că orice referire de interes tectonic sau structural privește în accepțiunea noastră un domeniu care din punct de vedere facial este precizat.

La exteriorul unității de Palanca-Teleajen am separat unitatea de Macla-Zagon, necunoscută pînă acum în regiunea noastră și în continuare spre nord.

La estul unității de Macla-Zagon, am separat o unitate de Toroclej, element de asemenea nou și cu implicații structurale importante în tectonica flișului cretacic.

Anterior nouă, s-a considerat (G h e r m a n-S o l c a n u, 1959—1969) că depozitele acestei unități se amplasează în baza flișului curbicortical, zona lor de afloriment cea mai externă corespunzînd și definind traseul faliei interne. Separarea unității de Macla-Zagon la nord de depresiunea Bretcu, între flișul de Bela-Petriceni și cea de Toroclej nu mai poate susține poziția menționată mai sus precum și existența „faliei interne".

Cît privește cea mai estică unitate a flișului cretacic (Unitatea Medio-internă sau Unitatea șisturilor negre, sau Zona de cute-solz), am considerat că folosirea denumirii de Unitatea de Audia, intrată în vocabularul geologic de multă vreme, fără alte completări, este cea mai indicată și reprezentativă pentru că : 1) varietatea formațiunilor ce iau parte la alcătuirea sa, fac improprie denumirea de „Unitatea șisturilor negre" ; 2) șisturile argiloase negre apar și în cuprinsul zonei de Toroclej, ca și în unitățile paleogene mai externe ; 3) locul unei Unități Medio-interne, în mod normal ar trebui să fie între unitatea vest-internă și cea est-internă și nu la marginea estică a flișului cretacic propriu-zis ; 4) structuri imbricate (de tip cute-solz) apar și în alte unități afectînd depozite mai noi decît șisturile negre.

Pentru flișul paleogen de la exteriorul celui de Audia, am considerat că denumirea de „Unitatea Medio-marginală", este cea mai cuprinzătoare și definitorie din punct de vedere facial și tectonic. Argumentele care ne-au determinat să acceptăm această denumire pentru regiunea de care ne-am ocupat sînt : 1) noțiunea de „median și marginal" este o realitate cu largă circulație în literatura noastră geologică ocupînd, în cuprinsul domeniului flișului paleogen, poziția indicată prin definiție, asocierea (medio-marginal) fiind cerută și de faptul că sub șariajul unității se află un autohton comun ; 2) zone de facies (Tarcău, Tazlău, marginal sau intern, intermediar, marginal), pe multe suprafețe din Carpații Orientali, se definesc greu litologic și în consecință și tectonic, astfel că se impune acceptarea unei singure unități majore cu anumite complicații tectonice în sectoare mai mult sau mai puțin întinse.

În această ordine de idei, trebuie adăugat că atunci cînd se definește o pînză a gresiei de Tarcău și se are în vedere factorul litologic, această denumire devine nedefinitorie pentru faciesul de Tazlău, unde gresia amintită este deseori insignifiantă din punct de vedere procentual și în neconcordanță cu realitatea cînd ne referim la faciesul marginal, întrucît aci, gresiile de Tarcău lipsesc.

Acceptînd denumirea de Pînză de Tarcău, situația, de data aceasta, din punct de vedere tectonic s-ar repeta, întrucît în zona localității Tarcău nu sînt evidente relații de încălecare între sedimentarul paleogen cantonat aici și autohtonul amintit mai înainte. Dealtfel, în zona localității citate, predomină depozitele oligocene (Fusaru) și nu cele eocene în faciesul amintit.

În încheiere menționăm că acesta este cadrul regional în care va fi prezentată tectonica regiunii Turia-Casin.

Unitățile astfel desemnate aparțin la două mari grupe, respectiv Dacidelor și Moldavidelor (Dumitrescu et al., 1962).

Conform punctului de vedere exprimat de Dumitrescu și Săndulescu mai recent (1968), Pînza de Ceahlău aparține Dacidelor, iar restul unităților, Moldavidelor.

A) Unitatea de Ceahlău

În accepțiunea actuală această unitate a fost definită de Dumitrescu et al. (1962). Anterior, ea a făcut obiectul cercetării diverșilor autori. În cele ce urmează ne vom referi la unele opinii exprimate de Băncilă (1951—1952), care admite existența unei pînze interne, limitată la exterior de linia tectonică Lutu-Roșu, accident în lungul căruia flișul grezos apțian din baza masivului Ceahlău, vine în contact la exterior cu o bandă îngustată de argile roșii neocretacice, și la Filipescu (1955) care susține o singură mare pînză (internă) alcătuită din două digitații, superioară și inferioară, prima corespunzînd unității flișului vest-intern în accepțiunea lui Băncilă (1958).

În sfîrșit, în 1962 apare harta tectonică a teritoriului țării noastre, întocmită de Dumitrescu et al., hartă care include la unitatea de Ceahlău, flișul cretacic cel mai intern, delimitat de „zona cristalino-mezozoică", respectiv sistemul pînzelor bucovinice la vest și falia Lutu-Roșu la est.

Așadar, flișul cretacic cel mai intern poate fi urmărit începînd din valea Ialomiței și pînă la granița de nord a țării, corelîndu-se mai departe cu zona de Rahov din Carpații ucrainieni.

De-a lungul celor peste 300 km lungime, această unitate prezintă dezvoltări inegale. În valea Ialomiței are o lățime de cca 10 km în timp ce la curbura carpatică atinge cca 35 km. Mai către nord unitatea se reduce treptat, pentru ca în valea Moldovei să ajungă la cca 250 m. De aici unitatea se lărgește din nou către granița de nord a țării.

Limita sa externă este marcată de falia Lutu-Roșu al cărei traseu sinuos pune în evidență avansarea sa peste unitatea mai externă. În legătură cu amploarea acestui șariaj nu se posedă decît puține date certe. Hristescu et al. (1968) susțin că sondele de la Reci, Ghimeș, Teliu și Stîlpeni au demonstrat un șariaj al acestei unități către est de cel puțin 5 km, menționîndu-se că pe această distanță nu s-a întîlnit zona sa de înrădăcinare.

Apreciat la scară regională, linia de încălecare a unității de Ceahlău marchează în regiunea noastră o tendință de retragere către vest. Această imagine este sugerată de relațiile dintre flișul apțian-albian al unității și stratele de Lutu-Roșu, care constituie termenul cel mai nou al unității de Palanca-Teleajen din regiunea Turia-Casin, afectat de această avansare.

Trecînd acum la observații de detaliu, privind evoluția unității de Ceahlău în zona noastră, se poate preciza că aceasta a fost urmărită pe

un aliniament nord-sud pe aproximativ 15 km. Cercetările noastre s-au limitat numai la descifrarea relațiilor dintre unitatea de Ceahlău și cea de la exteriorul ei, (Palanca-Teleajen) astfel că vom putea furniza puține date privind tectonica unității de Ceahlău.

Cu excepția unor mici cute vizibile în versanții văilor, în rest se poate spune că depozitele apțian-albiene ale unității, marchează înclinări către vest, începînd chiar din fruntea încălecării.

Marginea externă a unității, respectiv fruntea șariajului de Ceahlău a fost întîlnită începînd din valea Turia. Între această vale și pînă la nord de băile Balvanioș, fruntea șariajului descrie cîteva ondulații generate de avasare către exterior.

La nord de zona Balvanioș și către dealul Balaj, linia Lutu-Roșu marchează brusc o avansare de aproximativ 1,5 km valoare ce se menține către nord pentru ca apoi în regiunea dealului Balaj să descrie din nou o retragere către vest, pînă în colțul de nord-vest al zonei cercetate.

Avansarea de care amintim face ca sub planul de șariaj să dispară complet stratele de Lutu-Roșu și jumătate din grosimea celor de Turia.

În ce privește vîrsta încălecării Unității de Ceahlău peste Unitatea de Palanca, acceptăm punctul de vedere exprimat de Dumitrescu și Săndulescu (1968) care plasează începutul șariajului în Cenomanian (faza austrică), o etapă mai nouă a încălecării, manifestîndu-se la sfîrșitul Turonianului și începutul Senonianului (faza subhercinică), iar sfîrșitul șariajului în timpul fazei laramice.

B) **Unitatea de Palanca-Teleajen**

Spre deosebire de alți autori și de schema curent utilizată pentru unitățile flișului est-carpatic, denumim „Unitatea flișului curbicortical" (Băncilă, 1958), Unitatea de Palanca-Teleajen, care se paralelizează cu Pînza de Teleajen (Popescu, 1958) și cu pînza de Palanca (Joja et al., 1968) atribuindu-i un alt conținut stratigrafic și o semnificație tectonică nouă. Această afirmație se justifică în primul rînd prin separarea unităților de Macla-Zagon și de Toroclej.

Cu aceste precizări menționăm că, Unitatea de Palanca-Teleajen, în concepția noastră se delimitează prin falia Lutu-Roșu la interior și falia Palanca-Teleajen la exterior.

Între aceste repere structurale se poate urmări o serie de depozite a căror vîrstă începe din Apțianul superior și se termină în Turonian, prezentînd un stil de cutare care conferă individualizare în Carpații Orientali.

Structura intimă este dominată de prezența unor cute normale, cu căderi mari și flancuri destul de înguste. Se întîlnesc de asemenea cute faliate în partea axială sau pe flancuri, acestea din urmă fiind afectate și de răsturnări de strate ce se pot urmări cînd pe un flanc cînd pe celălalt, creînd uneori vergențe ezitante, deși vergența estică este caracteristica dominantă a sistemului de cute din cadrul unității.

Trecînd acum la falii, se constată că acestea realizează uneori între compartimentele afectate, sărituri destul de mari și ușoare tendințe către stilul imbricat, sesizabile în special în partea externă a unității.

În sfîrșit se mai constată, în imediata vecinătate a liniei de șariaj Lutu-Roșu, că depozitele Cretacicului superior se înscriu într-un sinclinal din care este vizibil numai flancul estic, celălalt flanc fiind prins sub încălecare.

Toate aceste observații impun cîteva concluzii, și anume : 1) vergența estică a cutelor este o consecință a avansării unității către exteriorul flișului ; 2) este posibil ca aliniamentelor anticlinale sau a unor falii detectate la suprafață să le corespundă, în zonele mai profunde, ridicări. Ideea ne este sugerată și de unele rezultate geofizice (seismică, gravimetrie, magnetometrie) obținute chiar în regiunea Turia-Casin ; 3) înclinările mari de la flancuri pledează pentru profunzimea pe verticală a cutelor.

În cuprinsul unității de Palanca-Teleajen s-au întîlnit următoarele elemente structurale mai importante (fracturi sau cute) asupra cărora vom face cîteva precizări :

Falia Valea Lungă-vîrful Corbului. Începînd de la nord de Valea Lungă, acest accident afectează mai întîi un sinclinal în axul căruia întîlnim stratele de Turia. În continuare, falia dislocă stratele de Palanca, pentru ca la nord de vîrful Tețelea să afecteze gresia de Cotumba-Tătaru. La sud de dealul Corbului falia se ramifică, una din ramuri urmărind limita dintre stratele de Palanca și cele de Cotumba, primele dispărînd apoi datorită săriturii crescînde a planului de faliere ce afectează și extremitatea nordică a anticlinalului Boroș.

Anticlinalul Boroș. Se dezvoltă numai în stratele de Palanca-Teleajen începînd din valea Turia, sector în care manifestă o ușoară asimetrie, și se continuă apoi spre nord, prezentînd flancul estic foarte îngust, și ușor aplecat către est.

Sinclinalul Turia-Covașul Frumos. Reprezintă una din cutele care oferă cele mai complete observații privind litologia stratelor de Cotumba-Tătaru. În apropiere de valea Turia, flancurile sale sînt asimetrice în timp ce la nord de Covașul Frumos, partea sa axială este afectată de o falie ce depășește limita regiunii cercetate.

Anticlinalul Turia-Covașul Frumos. Este o cută foarte îngustă la flancuri unde prezintă înclinări de 80—90°, trădînd o dezvoltare în adîncime. Prezintă un aliniament sinuos și, ca și în alte cazuri, o dezvoltare importantă pe aproximativ 15 km lungime, precum și o vergență ezitantă în zona sa central-sudică.

Sinclinalul Muncaci-Casinul Nou. Este o cută în axul căreia sînt cantonate — cu excepția unui sector restrîns din jurul localității Casinul Nou — depozitele faciesului de Cotumba-Tătaru. Lărgimea variabilă în suprafață a faciesului amintit sugerează pentru această structură, existența unor ondulații axiale, pentru care ar pleda și unele date geofizice, sau, ținînd seama de faptul că imaginile oferite prin măsurători geofizice pot comporta discuții, aceste ondulații pot fi apreciate ca argumente pentru susținerea unor ridicări sub flișul de Bela-Petriceni.

Pentru susținerea unor astfel de ridicări în adîncime, pledează și faptul că în sectorul de Casinul Nou, cuta sinclinală se ridică, în partea sa axială întîlnindu-se stratele de Bela-Petriceni.

Anticlinalul Muncaci-Casinul Nou. Este structura care se înscrie în tectonica regiunii noastre cu aceeași semnificație (ondulări axiale uneori evidente) ca și în cazul sinclinalului descris mai sus, constituind pentru noi argumente mai certe în aprecierea structurii zonei mai adînci din cadrul unității de Palanca-Teleajen. Aceleași remarci se pot face și în legătură cu cuta mai de la est și anume sinclinalul Pietros.

Anticlinalul Pietros. O remarcă pentru această cută este existența unei falii la flancul său estic, care-i reduce mult din lărgime. În sprijinul existenței acestei fracturi pledează în special aspectul flancului estic. Se pare că în cazul de față planul faliei este destul de drept în partea sa superficială fapt care face să se păstreze formațiunea mai nouă, într-un contact de juxtapunere cu formațiunea mai veche (Bela-Petriceni) mai de la vest. Pentru aceasta ar pleda poziția stratelor de Cotumba-Tătaru.

Sinclinalul Caratna-Bela. Este cuta sinclinală cea mai externă a unității de Palanca-Teleajen, în care este conservată gresia de Cotumba-Tătaru. La extremitatea sa nordică ridicarea sinclinalului este evidențiată de apariția stratelor de Bela-Petriceni pe periclinul pe care îl descrie aceeași gresie.

Două cute de amploare mai redusă s-au întîlnit la nord-vest de satul Petriceni, afectînd aceleași depozite.

Cu aceste ultime structuri se intră în zona în care apar numai stratele de Bela-Petriceni și în care s-au detectat cîteva elemente structurale de dimensiuni mai reduse. Această zonă amplasată în imediata vecinătate a liniei tectonice Palanca-Teleajen este cu siguranță intens cutată, fapt atestat de frecvența cutelor de la Pîrîul Adînc către nord. Dealtfel, situații similare se întîlnesc și la sud de această vale, mai săracă însă în aflorimente.

Falia Palanca-Teleajen care pune în contact unitatea de Palanca-Teleajen cu unitatea de Macla-Zagon mai externă, a fost urmărită începînd de la satul Petriceni și pînă la nord de satul Plăieși. Pe tot acest parcurs conturul faliei descrie sinuozități în funcție de relief și de înclinarea planului de șariaj.

Între Petriceni și pîrîul Bela, acest accident pune în contact tectonic depozitele flișului Apțian superior-Albian din unitatea de Palanca-Teleajen cu cele Vraconian-Cenomanian din unitatea de Macla-Zagon. Măsurătorile de suprafață evidențiază această dispoziție structurală fiind sesizabilă pe tot parcursul amintit.

La nord de pîrîul Bela, traseul faliei marchează o avansare a unității de la vest către est determinînd depășirea unității de Macla-Zagon de-a lungul distanței dintre pîrîul Bela nord-satul Plăieși. Pe acest interval flișul de Bela-Petriceni se dispune direct peste cel de Toroclej, în care am întîlnit specia coniaciană *Inoceramus lusatiae* Andert.

În ceea ce privește vîrsta cutării și a încălecării unității de Palanca-Teleajen peste unitatea de Macla-Zagon ne raliem tot concluziilor lui Dumitrescu și Săndulescu (1968). Autorii consideră primele cutări de intensitate redusă și considerată ca un ecou al fenomenului ce se generalizase și ajunsese la paroxism în unitatea de Ceahlău. Definitivarea șariajului se realizează, în vederile acelorași autori, în timpul fazei stirice vechi (între Burdigalian și Helvețian).

C) Unitatea de Macla-Zagon

A fost urmărită începînd de la Petriceni și pînă la gura pîrîului Bela. În ceea ce privește continuarea sa la sud de depresiunea Tg. Secuiesc, credem că ea se identifică *p. parte* cu ceea ce Dumitrescu et al. (1968) au denumit unitatea de Macla-Zagon în zona Covasna, unitatea de Macla între Buzău și Doftana (Ștefănescu, 1969).

La alcătuirea stratigrafică a unității de Macla-Zagon iau parte depozite de vîrstă vraconiană-cenomaniană și turoniană. Faptul că Ștefănescu et al. (1964), citează o serie de elemente de faună din seria de Macla, care pot caracteriza Albianul terminal, ne îndreptățește să credem că este posibil ca și în alte sectoare, acesta să fie prezent. De asemenea, nu excludem posibilitatea ca sub falia de Palanca-Teleajen să existe și termeni mai noi decît Turonianul.

Structura internă a unității Macla-Zagon este simplă, mai exact spus, de la est spre vest se poate urmări o succesiune în ansamblu normală, cu înclinări vestice pînă la contactul cu flișul de Palanca. Ar fi totuși de semnalat că în anumite sectoare stratele apar în poziție răsturnată.

La exterior unitatea se delimitează prin falia de Macla-Zagon în lungul căreia se realizează contactul între depozitele vraconian-cenomaniene ale unității cu depozitele coniacian-inferioare, ca termenul cel mai nou cunoscut pînă acum în partea cea mai vestică a flișului de Toroclej.

O astfel de dispoziție urmărită pe multe profile din regiunea Turia-Casin sînt argumente suficiente pentru a susține relațiile structurale amintite.

În legătură cu evoluția acestei falii și valoarea ei, deocamdată nu se pot aduce alte precizări. Indiscutabil, că ținînd seama de evoluția principalelor unități de la est și de la vest, care relevă o tectonică foarte avansată, este greu de presupus că zona de Macla-Zagon nu a fost antrenată în avansarea generală a flișului cretacic pe direcția vest-est.

Poziția flișului de Cason, a comportat unele discuții încă din 1969 și 1970, cu ocazia prezentării de către noi a unor rezultate privind semnificația sa structurală la sud de valea Uzului. Cu acest prilej s-a emis ipoteza că aceste depozite apar, așa cum le-am separat noi, într-o fereastră tectonică. Această interpretare conduce însă la ideea că flișul de Cason aparține tectonic unităților de la exteriorul unității de Audia sau chiar

de unitatea de Audia. Din constatările noastre, Cenomanian-Turonianul (strate de Cîrnu-Siclău) și Senonianul (de Horgazu sau Hangu) din unitățile amintite se prezintă sub un facies deosebit de cel al flișului de Cason, astfel că despre o paralelizare a lor nu poate fi vorba.

Acceptînd acest punct de vedere ar însemna că nu mai poate fi totuși vorba de o continuitate a unității de Macla-Zagon, din zona Covasna, la nord de Tg. Secuiesc, fapt care ar genera alte complicații în interpretarea și rezolvarea problemei apartenenței structurale a faciesului de Cason.

Ideea unei ferestre tectonice a apărut pentru a se argumenta totuși apartenența flișului de Toroclej la unitatea celui curbicortical, în care caz și cu referire la valea Casinului, flișul de Toroclej ar trebui să reprezinte un petec de acoperire. Aceste relații nu sînt însă atestate de datele de teren.

Interpunerea flișului de Cason între cel de Palanca-Teleajen și cel de Toroclej, demonstrează astfel o independență structurală pentru flișul de Toroclej, iar în final conduce la ideea separării sale tectonice de flișul curbicortical, sau așa cum îl numim noi, flișul de Bela-Sînzieni.

Definitivarea aranjamentului structural al unității ca și vîrsta faliei care o delimitează, o legăm de faza de cutare stirică veche (D u m i t r e s c u și S ă n d u l e s c u, 1968).

D) Unitatea de Toroclej

Așa cum a fost definită din punct de vedere stratigrafic în capitolul precedent, iar în cele ce urmează din punct de vedere tectonic, ea reprezintă un element structural nou, nesemnalat pînă în 1961 (B u c u r)[42] în regiunea de care ne-am ocupat, precum și la nord de valea Uzului.

Alcătuită din depozite albian-senonian inferioare (date macrofaunistice) și probabil și din alte depozite mai vechi (susținute de conținutul de microfaună), unitatea de Toroclej a fost urmărită continuu de la nord de Petriceni și pînă la nord de Plăieși, avînd o lărgime variabilă. În bazinul Valea Mare, are 300 m, iar la nord de pîrîul Bela să depășească 1 km. În continuare către nord lărgimea se reduce din nou atingînd la nord de Plăieși cam aceeași valoare ca în partea sa sudică. Măsurile de suprafață indică faptul că sedimentul unității de Toroclej este cutat, stilul fiind probabil similar celui din unitatea de Audia. Aceste cute nu pot fi urmărite pe direcție întrucît nu există repere și poziții de strat certe, iar datele paleontologice sînt extrem de rare astfel că în etapa actuală acceptăm această similitudine ca o ipoteză. Nu credem însă că forțele tectonice care au determinat formarea structurilor de tip imbricat din șisturile negre să nu fi avut ecou într-o zonă juxtapusă unității de Audia. Observația poate fi valabilă și pentru flișul de Cason ca și pentru cel de Palanca-Teleajen, amplasat imediat la vest de falia cu același nume.

[42] Arh. I.P.G.G.H., București.

Revenind la unitatea de Toroclej, mai exact la structura sa intimă, notăm în primul rînd existenţa unor mici cute sesizabile, mai ales la nord de Pîrîul Adînc, precum şi numeroase aflorimente cu strate în poziţie răsturnată sau deversate către vest. În special, în profilul văii Brebului, la sud de pîrîul Borvizului şi la vest de satul Iacobeni, fenomenul „à rèbour" este des întîlnit astfel că de nenumărate ori am fost tentaţi să facem comparaţii cu flişul paleogen de la curbura Carpaţilor Orientali. Mai notăm că fenomenul poate fi frecvent observat în orizontul şistos al flişului de Audia.

Cît priveşte relaţiile de încălecare a unităţii de Toroclej peste unitatea de Audia, acestea sînt susţinute de următoarele argumente : cel mai nou termen al stratelor de Audia, implicat ca ultim orizont (roşu-verde) în cutele-solz este de vîrstă cenomaniană în timp ce stratele de Toroclej de la vestul acestora sînt cert de vîrstă albiană dacă nu şi mai veche.

Stratele de Audia prezintă structuri imbricate pînă în apropierea zonei de Toroclej mai uşor sensibile între pîrîul Conic şi Valea Mare.

În sectorul nord Iacobeni, îngustarea unităţii de Toroclej nu este numai un efect al evoluţiei faliei de Palanca-Teleajen ci şi al evoluţiei faliei care marchează contactul tectonic dintre unităţile de Toroclej şi de Audia pe care noi o denumim falia Toroclej, urmăribilă pe toate profilele importante din Carpaţi, între Sînzieni şi Stulpicani.

Falia de Toroclej se confundă cu ceea ce toţi geologii au acceptat că reprezintă linia frontală a unităţii flişului curbicortical respectiv falia internă sau est-internă începînd de la paralela Tg. Secuiesc spre nord, aceasta din urmă avînd în accepţiunea noastră o poziţie mai internă.

În legătură cu vîrsta faliei de Toroclej trebuie să facem precizarea că mai sînt încă necesare cercetări pentru a se lămuri această problemă, întrucît în locul unei singure linii de încălecare — falia internă sau est-internă menţionată în literatură, au apărut, în urma cercetărilor noastre, relaţii structurale şi elemente noi care impun desigur şi aprecieri noi, privind tectogeneza acestui domeniu.

Desăvîrşirea tectonicei zonei de Toroclej, după părerea noastră este strîns legată de faza de cutare care a afectat în acelaşi timp flişul de Palanca-Teleajen, unitatea de Macla-Zagon şi şisturile negre respectiv faza stirică veche.

E) Unitatea de Audia

Este caracterizată prin răspîndirea pe mari întinderi a unor şisturi argilo-marnoase negre de vîrstă cretacic-inferioară şi medie, cunoscute şi descrise în literatura geologică, ca „şisturi negre" care pot fi urmărite ca atare, începînd de la graniţa de nord a ţării şi pînă la sud de valea Siriului. Mai departe, către sud-vest şi vest, unitatea îşi menţine valoarea sa structurală, dar este depăşită de avansarea unităţii de Macla către est-sud-est (P o p e s c u, 1958 ; Ş t e f ă n e s c u et al., 1964).

Pe tot parcursul său, unitatea de Audia manifestă variaţii în ce priveşte dezvoltarea în suprafaţă. În zona graniţei de nord a ţării, ea

are aproximativ 12 km lățime, pentru ca în valea Moldovei să se reducă la 5 km. Lățimea scade apoi treptat ajungînd în valea Neamțu la 200 m, ca apoi în valea Trotușului să atingă o lărgime de 1 000 m. Către sud se urmărește apoi continuu pînă în valea Uzului pentru ca odată cu apariția sa la nord de Plăiești să pătrundă în regiunea de care ne ocupăm, fiind urmărită spre sud pînă la valea Seacă. Traversează apoi depresiunea Tg. Secuiesc pe sub depozitele cuaternare pentru a reapare în zona Covasna, iar de aici în valea Buzăului și în continuare către valea Zăbrătău unde are 5 km lățime.

Reamintim că F i l i p e s c u consideră șisturile negre ca aparținînd flișului extern, alcătuind „zona de solz".

Între zona de solz și flișul mai de la vest, d-sa trasează linia internă.

Din cele expuse de noi pînă acum s-a văzut că în relațiile dintre domeniul șisturilor negre și ceea ce s-a considerat fliș curbicortical intervin complicații stratigrafice și tectonice urmăribile pe distanțe mari (falia Toroclej și de Macla-Zagon, B u c u r, 1969—1970). Acestea creează o altă imagine geologică de ansamblu a compartimentelor tectonice amintite.

Revenind la regiunea Turia-Casin, se constată că unitatea de Audia se dezvoltă pe maximum 2 km lățime. La alcătuirea sa iau parte depozite aparținînd Hauterivian-Barremianului, Apțianului, Albianului, inclusiv Vraconianului și Cenomanianului inferior, depozite care se găsesc implicate în cute imbricate, curent denumite „cute solz" sau simplu „solz."

În partea sa vestică unitatea de Audia este delimitată de falia Toroclej.

Imediat la est de această falie și numai în Valea Mare a fost urmărită falia Martonca care afectează orizontul șistos. Imediat la nord de dealul Martonca falia capătă un traseu diagonal și dispare sub falia Toroclej.

Mai la est se distinge un nou solz delimitat la exterior de către falia Brebului-Valea Mare care străbate stratele de Audia pe toată zona lor de afloriment. Reținem că la alcătuirea acestor solzi mai interni nu participă gresiile glauconitice și argilele roșii-verzi.

Mai la est se dezvoltă cute solzi tipice. La alcătuirea lor iau parte toate cele trei formațiuni ale zonei de Audia : orizontul șistos, grezos-glauconitic și argilos roșu-verde, ultima formațiune constituind aflorimente discontinue în lungul liniilor de contact dintre cutele solz.

În cadrul primului solz la est de falia Valea Mare-Brebu remarcăm cîteva complicații în sensul că apar dedublări greu de reprezentat însă pe hartă din cauza dimensiunilor lor.

Evoluția faliei Valea Seacă-Borviz, începînd de la sud de pîrîul Cătrușa face să dispară întîi orizontul roșu-verde, apoi aproape în totalitate cel grezos, pentru ca în pîrîul Borvizului să ne găsim numai în prezența cîtorva intercalații grezoase.

Limita estică a unității șariate este marcată de linia tectonică Audia, sau așa cum mai este cunoscută, linia șisturilor negre.

Această linie marchează avansări evidente față de cutele și pachetele de strate din flișul paleogen mai extern, fapt dovedit la scară regională de mulți cercetători și urmărit și recunoscut și în cuprinsul regiunii Turia-Casin.

Felul în care evoluează pe direcție această linie de șariaj este de altfel sugestiv reprezentat și pe hartă.

Astfel, dacă pe teritoriul comunei Valea Seacă orizontul cu brecii al Oligocenului are cca 350 m grosime, din această grosime, în pîrîul Conic apare numai cîțiva metri. Același orizont reapare în anumite sectoare mai la nord, de asemenea cu grosime foarte redusă și de data aceasta în poziție tectonică față de restul succesiunii Paleogenului.

Avansarea la sud de pîrîul Cătruța fiind mai importantă, falia pune în contact stratele de Audia cu cele de Vinețișu, a căror dispariție sub contactul tectonic se realizează la nord-vest de pîrîul Cetății. În continuare, spre nord, stratele de Audia se dispun direct peste depozitele Oligocenului în facies de Fusaru-Pucioasa.

Trebuie să precizăm că breciile care apar în pîrîul Cătruța și la nord de pîrîul Borvizului nu sînt brecii dezvoltate la nivelul stratelor de Fusaru-Pucioasa ci klippe rabotate de avansarea unității de Audia către est.

Ca observație de amănunt, semnalăm că pe pîrîul Borvizului, flișul de Audia are o poziție „à rebour". În deversarea către vest, deci contra direcției generale de împingere și avansare, odată cu șisturile negre au fost antrenate și depozitele paleogene, lăsînd impresia că acestea din urmă stau normal peste unitatea de Audia și deci în acest sector nu există un șariaj. Studiul de amănunt al flișului paleogen a demonstrat însă că acesta, întocmai ca și flișul de Audia se găsește în poziție răsturnată.

Cît privește desăvîrșirea tectonici unității de Audia avem în vedere opinia exprimată de Dumitrescu și Săndulescu (1968) potrivit căreia faza subhercinică poate fi considerată ca precursoare, dar de scurtă durată și probabil de mică amploare, edificiul tectonic definitivîndu-se în timpul fazei stirice vechi (între Burdigalian și Helvețian).

F) Unitatea Medio-marginală

Această unitate tectonică majoră a flișului carpatic, prezintă cele mai clare raporturi de încălecare față de unitatea externă, amploarea șariajului a evoluat în mai multe sectoare atingînd 40 km, iar judecînd după datele de foraj din depresiunea Tg. Secuiesc, el depășește local această valoare.

Regiunea de care ne-am ocupat, cuprinde numai un segment din partea cea mai internă a acestei unități. Aici, la alcătuirea sa iau parte depozitele eocene în faciesul gresiei de Tarcău și cele oligocene în facies de Fusaru-Pucioasa, alcătuind flancul estic al unui sinclinal normal cu căderi în jur de 30°.

Zona axială a sinclinalului este prinsă sub încălecarea unității de Audia.

În raport cu evoluția direcțională a liniei de Audia, flancul sinclinalului se înscrie pe un aliniament puțin oblic față de această linie, diferite succesiuni de depozite oligocene dispărînd succesiv sub planul de încălecare la nord de pîrîul Cetății.

Șariajul unității medio-marginale s-a realizat în timpul fazei stirice noi (între Helveţian și Tortonian) punct de vedere exprimat de Dumitrescu și Săndulescu (1968).

IV. DATE PALEONTOLOGICE PRIVIND ELEMENTELE DE MACROFAUNĂ DIN REGIUNA CASIN-TURIA

Ordinul : **Ammonitida**
Subordinul : **Phylloceratina**
Familia : **Phylloceratidae**
Subfamilia : **Phylloceratinae**
Genul : **Euphylloceras** Zittel Pruzczic 1953
Euphylloceras sp.

(pl. VIII fig. 2)

Diagnoză : Sîntem în prezența unui fragment de amonit conservat sub formă de mulaj intern.

Talia este medie-mică, prezentînd pe flancuri o costație fină, separată prin interspații evidente : costația este pregnantă pe flanc în regiunea vecină părții centrale. Spre regiunea ombilicală, aceasta se atenuează.

Răspîndire : Cretacicul inferior și mediu din Europa de Apus și U.R.S.S. (Caucaz, Crimeea).

Locul de colectare : Flișul unității de Palanca-Teleajen, stratele de Turia, care aflorează în valea Turia (pl. I F).

Ordinul : **Ammonitida**
Subordinul : **Litoceratina** Hyatti 1889
Superfamilia : **Hamitaceae** C. W. Wright și B. V. Wright 1951
Familia : **Hamitidae** Hyatt 1900
Genul : **Hamites** Parkinsch 1881
Hamites sp.

(pl. IX, fig. 1)

Diagnoză : Sîntem în posesia unui fragment dintr-o croșă de hamitid. Este o formă cilindrică alungită, prezentînd pe suprafața flancului o ornamentație ce constă din coaste drepte, simple, bine reliefate cu grosimi de 1 mm, separate de interspații pe aceleași grosimi. Prezintă 6 coaste la o lungime egală cu lățimea (secțiune). Nu prezintă tuberculi.

Răspîndire : Reprezentanții familiei Hamitidae se plasează în scara stratigrafică a Albianului și Cenomanianului. Genul este des întîlnit în fliș

și platforma moesică. Hamitidele sînt forme foarte abundente pentru Albianul mediu și superior.

Locul de colectare : Flișul unității de Palanca-Teleajen, stratele de Turia din valea Turia (pl. I F.)

Subclasa : **Endocochilia**
Ordinul : **Decapoda**
Subordinul : **Bellemnioidea**
Familia : **Bellemnitelidae**
Subfamilia : **Belemnopsinae** Pavlov 1914
Genul : **Parahibolites** Stolley 1919
Parahibolites species (ex gr.) *touritae* Weigner

(pl. IX, fig. 2)

Sinonimii : Belemnites tourtiae — Atlas verhnemel ovoi fauni severnovo Kavkaza i Krîna pag. 201, pl. XIX, fig. 1—2.

Diagnoza : Sîntem în prezența unor fragmente de rostrum subțiri cu treimea inferioară intens ascuțită. Nu se pot observa șanțurile longitudinale. Spre regiunea alveolară, rostrumul crește, prezentînd în secțiunea circulară o formă ușor turtită.

Răspîndire : P. tourtiae este o specie frecventă pentru Vraconianul din Anglia, Franța, Germania, Bulgaria, U.R.S.S. (Caucaz, Crimeea). În țara noastră, este des întîlnită în Carpații Orientali. A mai fost întîlnită de R. Mutiu în bazinul Rucăr-Dîmbovicioara și în platforma moesică în asociație cu *Lechites gaudini* și *Aucelina grypheoides.*

Locul de colectare : Flișul unității de Palanca-Teleajen, stratele de Turia din valea Turia și pîrîul Boroș (pl. I F).

Clasa : **Lamellibranchiata** Blainville 1816
Ordinul : **Dyssodonta** Neumayr 1883
Familia : **Perinidae** Zittel
Genul : **Inoceramus** Sowverby 1814
Inoceramus species cf. *I. lusatiae* Andert

(pl. VII, fig. 1)

Sinonimii : Inoceramus lusatiae Andert 1934 ; tab. VII., fig. 1 a, b, 2, 3 text fig. 14 a, b.

Inoceramus lusatiae Andert, Pauliuc (1963), pag. 81, pl. XIX, fig. 1, 2, 3.

Diagnoza : Sîntem în posesia unui exemplar de *Inoceramus* fragmentat de talie medie, cu forme boltite, cu contur aproximativ dreptunghiular. Corpul valvei este asimetric boltit, axul boltirii fiind situat în apropierea marginii anterioare a valvei. Ornamentația mulajelor interne constă din

ndulații simetrice pe creștere, care acoperă corpul valvei și aripioare are nu s-a observat. *I. lusatiae* Andert prezintă un contur asemă-ător cu cel al formei *I. lamarki* figurat în Woods (1912) la pag. 313, g. 65—67. Forma găsită de noi se distinge totuși de *I. lamarchi* prin alia mai mică, prin ornamentația mai fină și prin boltirea mai slabă. e *I. pericostatus* Müller se distinge prin lipsa șanțului radiar carac-eristic acestei specii.

ăspîndire : I. lusatiae Andert este răspîndit în Turonianul superior in bazinul Elbei (Waltersdorf) în Emsscherianul din sud-vestul Polo-iei (Grabenul Neise) și Turonianul superior și Coniacianul inferior din rimeea și Caucaz. Este semnalat și de S. Pauliuc în Turonianul uperior și Coniacianul inferior de pe versantul estic al munților Per-ani (Racoșul de Sus, Ormeniș, Apața).

ocul de colectare : Unitatea de Toroclej, partea cea mai superioară a suc-esiunii de la nord de Plăieși (pl. VII, fig. 1).

În afară de aceste elemente de faună descrise pînă aici, s-au mai ntîlnit și altele sub formă de fragmente greu determinabile, ca de xemplu :

— Pe Valea Mare în stratele de Cason, către partea lor medie-su-erioară s-a întîlnit o „impresiune amonitică", care reprezintă partea entrală a unui amonit în mișcare (proprie sau prin curentul apei) ;

— În bazinul aceleiași văi, la nord de satul Valea Seacă în stra-ele de Cason s-a mai găsit un fragment de hamitid (?) plasat în treimea nferioară a seriei ;

— În pîrîul Boroș, în partea cea mai superioară a stratelor de alanca-Teleajen s-a găsit un fragment de *Inoceramus* (?) de talie mare ;

— Amprente de origine organică în stratele de Cason.

Concluzii

Cercetarea regiunii Turia-Casin ne-a oferit prilejul descifrării stra-igrafiei și tectonicii unui sector din partea internă a flișului cretacic și aleogen, situat între valea Uzului la nord de depresiunea Bretcu-Tg. ecuiesc la sud, neafectat de lucrări de detaliu pînă la debutul preocupă-ilor noastre (1961).

La alcătuirea sa lito-stratigrafică iau parte o serie de formațiuni uprinse între Hauterivian și Senonian inclusiv în zona flișului creta-ic și între Eocen și Oligocen inclusiv în zona flișului paleogen.

Formațiunile întîlnite se repartizează la șase unități tectonice năs-ute în diferite etape de diastrofism alpin ; austric, subhercinic, laramic, tiric. Aceste unități manifestă încălecări succesive pe direcția vest-st, în pînze de șariaj, precum și o afundare structurală în trepte, pe ondul căreia se înscriu linii tectonice importante. Sînt indicii care ple-ează pentru ideea că în lungul acestor linii de șariaj se localizează zone le anomalii geofizice pozitive și negative.

Presupunem de asemenea că treptele de scufundare structurală e suprapun acelorași anomalii detectate prin măsurători geofizice. Cu excepția unității de Audia și probabil cea de Toroclej, unde sînt pe-

zente numai cute-solz, în rest structura intimă a celorlalte unităţi, este de tip plicativ, izoclinal şi cu vergenţe estice, uneori acest aranjament fiind afectat de falii.

Unele rezultate geologice la care am ajuns pot fi considerate contribuţii, ele putînd să-şi aducă aportul în viitor la o cunoaştere şi mai exactă a părţii extreme a zonei flişului cretacic.

Dintre acestea vom menţiona : 1) delimitarea lito-facială şi tectonică *str. s* a flişului de Palanca-Teleajen ; 2) separarea stratelor de Turia ca entitate lito-stratigrafică ; precizarea faliei Palanca-Teleajen şi a structurii de detaliu a unităţii cu acelaşi nume ; 3) separarea stratelor de Cason şi a unităţii de Macla-Zagon cu precizarea relaţiilor tectonice dintre această unitate şi cea de Palanca-Teleajen şi de Toroclej ; 4) separarea stratelor de Toroclej şi a unităţii cu acelaşi nume cu precizarea relaţiilor tectonice dintre această unitate şi cea de Audia ; 5) separarea faciesului de Slon ; 6) separarea stratelor de Vineţişu ; 7) identificarea de puncte fosilifere în stratele de Turia-Cason, Toroclej, precum şi în breciile faciesului de Slon ; 8) întocmirea primei hărţi geologice de detaliu a regiunii Turia-Casin.

Geologia regiunii Turia-Casin apare acum într-o imagine, în mare parte nouă, care încearcă să redea, cît mai fidel, evoluţia procesului de sedimentare în condiţii de geosinclinal şi realizarea unei tectonici de care se fac responsabile diferite etape din ciclul diastrofismului alpin.

Deşi această imagine este susţinută de numeroase observaţii din sectorul amintit ca şi din altele aparţinînd Carpaţilor Orientali, fapt care-i conferă certitudine, sîntem convinşi că ea poate fi afectată de completări, interpretări şi discuţii.

Dacă printr-unul din aceste mijloace se poate ajunge la o cunoaştere geologică mai avansată a zonei flişului cretacic, — niciodată complet rezolvată — aceasta va constitui răsplata străduinţei depuse.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Bratu E. (1964) Consideraţii asupra vîrstei marnelor roşii de la Ostra (Carpaţii Orientali). *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1961—1963), Bucureşti.

— (1966) Stratigrafia flişului curbicortical din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali). *Acad. R.S.R. St. cerc. geol. geofiz. seria geol.*, 11/2 Bucureşti.

— (1967) Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistriţa între Valea Largu şi valea Săbasei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.*, L/2, Bucureşti.

— (1972) Studiul flişului cretacic intern dintre valea Bistricioarei şi valea Moldovei — teză de doctorat. Universitatea Bucureşti.

Athanasiu S. (1905) Asupra unui Pachydiscus din flişul cretacic din Stînişoara. *Bul. Soc. Ştiinţa* An. XIV, Bucureşti.

— (1908) Raport anual pe 1906. *An. Inst. Geol. Rom.*. București.
— (1909) Raport anual pe 1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București.
— (1913) Cercetări geologice în bazinul Moldovei de Bucovina. Rap. asupra activ. Inst. Geol. Rom. pe anii 1908—1910, București.

Atanasiu I. (1943) Les faciés du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Roum.*, XXII, București.
— (1952) Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali din R.P.R. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.

Băncilă I. (1952) Geologia regiunii dintre Gura Humorului-Voroneț și Suha. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI, (1948—1949) București.
— (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, București.
— Agheorghiesi V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare-valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
— (1965) Sur la tectonique des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk* VII, Sofia.

Beer M. A., Bîzova C. L., Lomize M. G. (1965) Tektoniceskii pocrov gorî Petros (Vostocinîe Carpatî). *Geotectoniceska* nr. 4, Moskva.

Bratu Elena (1967) Microbiostratigrafia Cretacicului superior din zona șisturilor negre cuprinsă între Covasna și V. Buzăului. *D.S. Com. Stat Geol.*, București.

Bucur I., Costea I. (1964) Asupra breciilor din Oligocenul bazinului pîrîului Cason (Tg. Secuiesc) *Rev. Petrol și Gaze* nr. 5. București.
— (1966) Observații geologice asupra flișului paleogen din zona Zîrna-Penteleu-Slănic (M. Buzăului). *D.S. Com. Geol.*, LII/1 (1964—1965), București.
— (1966) Notă geologică asupra Oligocenului de la izvoarele pîrîului Roșu (valea Uzului). *Rev. Petrol și Gaze* nr. 3, București.
— (1967) Contribuții la cunoașterea breciilor din Oligocenul văii Siriului (M. Buzăului). *D.S. Com. Stat Geol.*, LIII/1 (1965—1966), București.
— (1967) Cercetări geologice în regiunea muntelui Farcu (M. Oituzului). *Rev. Petrol și Gaze* nr. 8, București.
— (1971) Noi date faunistice și structurale în flișul cretacic și paleogen de la nord de depresiunea Tg. Secuiesc. *D.S. Inst. Geol.*, LVII, București.
— (1970) Observațiuni privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LVII/5, București.
— (1971) Evoluția concepțiilor de corelare structurală în flișul cretacic și paleogen din catena carpatică. *Bul. Soc. Geol.*, XIII, București.
— (1969) Unele observațiuni geologice în flișul cretacic și paleogen dintre valea Uzului și Plăieși. *D.S. Inst. Geol.*, LVII/4 (1968), București.

Cernea G. (1952) Zona internă a flișului dintre valea Moldovei și valea Bistriței. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.

Costea I., Baltеș N. (1962) Corelări stratigrafice pe bază de microfosile. Ed. Tehnică, București.

Contescu L. (1968) Considerații asupra denumirii unităților tectonice ale zonei flișului din Carpații Orientali. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.* T. 13 nr. 2, București.

— (1968) Structura flișului cretacic din Valea Bicazului. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.* T. 13, nr. 1, București.

Dicea O. (1974) Studiu geologic al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița cu privire specială asupra perspectivelor de hidrocarburi (teză). *St. tehn. econ. Inst. geol., seria J.* nr. 11, București.

Dumitrescu I. (1952) Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Cozla. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.

— (1961) Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal din munții Vrancei (Carpații Orientali). *Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V*, București.

— Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Memoire à la Carte tectonique de la Romanie. *An. Com. Geol. Inst. Geol.*, XXXII, București.

— (1962) Curs de Geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică. Ed. Didactică și Pedagogică București.

— Săndulescu M. (1968) Problemes structuraux fondamentaux des Carpates Roumaines et de leur avant pays. *Ann. Com. Stat Geol.*, XXXVI, Bucarest.

— Săndulescu M. (1970) Harta tectonică a R.S.R. Scara 1 : 1 000 000. Inst. Geol. București.

Filipescu M. G. (1931) Cercetări geologice între valea Teleajenului și valea Doftănețului (Com. prelim.) *D.S. Inst. Geol.*, XVIII 1929—1930, București.

— (1933) Note preliminaire sur les recherchs geol. dans la region compris entre la valle Teleajen et la valle Doftana. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XIX. 1930, București.

— (1936) Recherches geologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana. *An. Inst. Geol. Roum.*, XVII, Bucarest.

— (1937 a) La zone du grés de Tarcău, la zone marginale et les subcarpathes entre la Casin et Zăbala. *C.R. Inst. Geol. Roum.*. XXI (1932—1933), București.

— (1937 b) Etudes geologiques dans la region comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et du Bîsca Mică. *Bul. Lab. Mim. Gen. al Univ.*, II, București.

— Mutihac V., Drăghindă I. (1955) Cercetări geologice între valea Buzăului și linia Casin-Tușnad (comunic. prelim.). *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951), București.

— Mutihac V., Drăghindă I. (1955) Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului (comunic. prelim.). *D.S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952), București.

— (1955 a) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și Politehnicii București* (seria Șt. Naturii nr. 6—7), București.

— (1955 b) Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon* nr. 8, București.

— (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flișul extern dintre văile Teleajen și Uz. *Acad. R.S.R. Bul. șt. soc. geol. geogr.* t. II, nr. 1, București.

— Șoigan P., Neagu Th. (1957) Poziția geologică a marnelor roșii din flișul intern de la Gemenea și Sadova. *Acad. R.P.R. Bul. șt. geol. geogr. geofiz.* t. II, nr. 3—4, București.

— Pană I. (1956) Vîrsta argilelor roșii de pe versantul estic al Ceahlăului și poziția tectonică a acestor depozite. *An. Univ. C. I. Parhon* nr. 11, București.
— (1961) Ghidul excursiilor geologice în Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congres V*, București.
— (1961) Asupra Cretacicului din zona flișului intern dintre văile Teleajen și Trotuș și implicațiile asupra structurii Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congres V*, București.
— Jana Săndulescu (1963) Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din regiunea Cernatu (M. Bodocului). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol. geogr. geofiz., seria geol.*, VIII/4, București.
— Grigorescu D. (1966) Contribuții la cunoașterea faunei cretacice din flișul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, II, 2, București.
— (1967) Geologia Carpaților Orientali. Acad. R.S.R. St. și Cerc. Geol. Geogr. Geof. Seria Geol. 1, 12, București.

Frollo M. R. (1940) Etude petrographiques des series sedimentaires de la vallée du Bicaz. C. Orientales. Paris.

Gavăt I., Airinei S., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrie-magnetometrie). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geof.* I, București.

Gherman J., Solcanu M. (1969) Tectonica șisturilor negre dintre valea Bicazului și valea Brateșului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geogr. geofiz., Seria geol.* t. 14, nr. 1, București.

Grigoraș N. (1955) Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna-Buzău. *An. Com. Geol. Rom.*, XXVIII. București.

Franz Richter, Von Hauer, Guido Stache (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Herbich Franz (1878) Das Seklerland mit berücksichtigung der angrenzenden Landestheile, geologisch und palëonthologisch beschrieben. *Mit. Jahr, K. ung. geol.*, Budapest.

Hristescu E., Marinescu I., Agheorghiesi V., Cristodulo D. (1968) Date noi asupra raporturilor dintre unitățile interne ale Carpaților Orientali. *Rev. Petrol și Gaze* nr. 11, București.

Ionesi L., Ionesi Bica (1956) Cercetări geologice în regiunea dintre Plăieși de Sus și pîrîul Sulța (RAM). *An. Univ. A. I. Cuza Sect. Șt. Naturii* t. II. fasc. 2, Iași.
— (1963) Flișul paleogen dintre pîrîul Petak și pîrîul Valea Boului (Moldova de N.). *An. Univ. A. I. Cuza. Seria Geol. Geogr.*, IX, Iași.
— (1963) Contributions a la conaisance de l'age du gres de Prisaca (Carpates Orientales). *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, Varsovie.
— (1965) Flișul paleogen dintre Valea Boului și valea Seacă. *An. Univ A. I. Cuza. Seria Geol. Geogr.*, XI, Iași.
— (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. Ed. Acad. R.S.R. București.
— (1965) Flișul paleogen dintre rîul Petak și pîrîul Valea Boului — Moldova de Nord. *An. St. Univ. A. I. Cuza.*, IX, Iași.

— (1967) Sur la limite Cretacé-Paléogène dans la flysch externe de Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congres VIII*, Beograd.

Ilie M. (1954) Structura geologică a munților Perșani II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.

Jeanrenaud P. (1965) Cercetări geologice în flișul din regiunea văii Cason (RAM). *An. Univ. A. I. Cuza Seria Șt. Nat.* t. II. fasc. 2, Iași.

Joja Th. (1952) Structura geologică a flișului marginal din regiunea văilor Suha Mică și Suha Mare. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949), București.

— (1954) Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și cursul inferior al Putnei de la nord de Suceava. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, București.

— et al. (1968) Harta tectonică a R.S.R. (foaia Rădăuți) Inst. Geol. Rom. București.

— Iancu Gh. (1966) Principalele rezultate de ordin stratigrafic și tectonic al forajelor. Com. Geol. de la Putna (reg. Suceava). *D.S. Inst. Geol.*, LII/2 1964—1965, București.

— Manoliu E., Taşu N. (1969) Asupra prezenței unui nou punct fosilifer și șisturile negre din anticlinul Horaița-Doamna. Com. ses. st. IPGG-Iunie București (Acad. R.S.R. — *Revue de Gëologie*).

— Manoliu E., Taşu N. (1970) Sur la presence d'une fauné d'amonites dans les schistes noirs de l'anticlinal Horaița-Doamna dans le ruisseau Sărata aux environs de la ville de Piatra Neamț. *Rev. Rom. Geol. Geoph. Geogr. Acad. R.S.R., seria Geol.* E, 14, București.

Kokoszinska B. (1949) Stratigraphy on the lower Cretaceous in the northern flysch Carpatians. *Panstw. Geol. Prace* 6, Warszaws.

Lill de Lilienbach (1833) Journal d'un voyage geologique en Bukovine en dans le Marmorosch. *Mam. d.l. Société Geol. de France*, Paris.

Macovei G., Atanasiu I. (1923) Cîteva date asupra constituției geologice a zonei flișului din regiunea văilor Slănic și Oituz. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, X, București.

— (1926) Asupra raporturilor tectonice dintre zona cristalină și zona flișului în regiunea dintre valea Bicazului și valea Bistricioarei. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, IX, București.

— (1926) Structura geologică a văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara (Neamțu). *D.S. Inst. Geol. Rom.*, VIII, București.

— Athanasiu I. (1927) La zone interne du Flysch dans la region de la haute vallée de la Prahova et du bassin superieur de l'Olt. Guide des excursions. București.

— (1930) Die Erdöl — Gaz Asphaltlager Státten Rumänien. In Engler Höffer: *Das Erdöl* II Ed. P. II. vol. I.

— Atanasiu I. (1931) L'evolution geologique de la Roumanie Cretacé. *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, București.

— Preda D. (1937) Sur la structure geologique et les richesses miniers du bas (Trotuș) dep. Bacău. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, București.

— (1954) Geologie stratigrafică. Ed. Tehnică. București.

Marinescu I. (1957) Faciesurile flișului cretacic din M. Buzăului. *Com. Sed. Com. Geol.* 15. II. București.

— (1962) Asupra unei brecii sedimentare din flișul M. Buzăului. *D.S. Com. Geol.*, XLIII (1955—1956), București.

— (1962) Cercetări geologice în M. Buzăului. *D.S. Com. Geol.*, XLIV (1957 — 1958). București.

Mrazec L., Popescu I. Voiteşti (1914) Contribuții la cunoașterea pînzelor flișului carpatic. *An. Inst. Geol.*, V, București.

Murgeanu G. (1927) Ridicări geologice între valea Ialomiței și valea Bărbulețului la nord de Pucioasa-Pietrari. *D.S. Inst. Geol.*, XV, București.

— (1934) La nappe du flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *An. Inst. Geol.*, XVI, București.

— (1937) Sur une cordillière antésénonienė dans le geosynclinal du flisch carpatique. *C. R. de séances de l'Inst. Geol. Roum.*, XXI (1932—1933), București.

— Filipescu M. G. (1937) La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les subcarpathes entre Casin et Zăbala. *C.R. Inst. Geol. Roum.* (1932 — 1933), București.

— (1940) La nappe du grès de Tarcău, entre la vallée de la Năruja et les sources du Rîmnic. *Com. Inst. Geol. Roum.* 9. II (inedit) București.

— Oncescu N. (1949) Noi cercetări în valea Buzăului. *Comunic. Inst. Geol.*, Ianuarie, București.

— Airinei Ș. (1961) Contribuții geofizice la cunoașterea structurii fundamentului curburii Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc.*, VI, București.

— Filipescu M. G. (1961) Ghidul excursiilor în Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congres V*, București.

— Patrulius D., Contescu L., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza Cretacicului în partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Capr.-Balc. Congres V.* (1961), București.

Nicolaescu V., Gaiță C., Patrulius R. (1966) Note sur deux ammonites du flysch eocretacé des Carpathes Orientales valleée de Casin. *D.S. Com. Geol.*, LII/2, București.

Nicolaescu V., Gaiță C. (1968) Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din M. Bodocului (Carpații Orientali). *Bul. Soc. Șt. Geol. R.S.R.*, X, București.

Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pîrîul Cuejdului și pîrîul Pîngărăciorul (jud. Neamț). *D.S. Com. Geol.*, VI, București.

Olteanu F. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949), București.

Oncescu N. (1944) Le flysch paleogene entre Bîsca-Chiojd et Bîsca Mică. *C.R. d. Seances Inst. Geol. Roum.*, XXVIII (1939—1940), București.

Paul K. M. (1876) Grundzüge der geologie der Bukovina. *Jahrb d.k.k. geol. Heft R.A.*, XXVI, Wien.

— Tietze E. (1879) Neue studiern in Sandsteinzona des Karpaten. *Jahrb d.k.k. geol. Reichsanstalt* 26, Wien.

Pătruț I. (1955) Geologia și tectonica regiunii Văleni de Munte-Cosminele-Bușteni. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.

Popescu Gr. (1952) Zona flișului dintre valea Buzăului și valea Vărbilăului. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI, București.

— (1954) Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Acad. R.P.R.*, VI, București.

— (1958) Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.*, t. III, nr. 3—4, București.

Popescu I. Voitești (1911) Contributionns a l'étude stratigraphique du Nummulitique de la depression getique. *An. Inst. Geol. Roum.* II (1909), București.

— (1921) Aperçu general sur la geologie de la Roumanie. *Annal. Min. Roum.* IV. p. 2—64, Cluj.

— (1929) Aperçu synthetique sur la structure des regions carpathiqus. *Rev. Muz. Geol. Mineral.* III 1, Cluj.

— (1925) Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* (1921—1924), București.

Preda D. M. (1932) La probleme des schistes noires dans les Carpates Orientales. *Ann. Inst. Geol. Roum.* XVII, Bucarest.

— Băncilă I. (1937) L'âge de schistes noires dans le bassin du Trotuș. *Bul. Soc. Geol.* III, București.

Primics G. (1884) Die geologic Verhältnisse der Ostkarpaten. Magy. tud. Akad. Ertekezesek XIV.

Rădulescu I., Albu S. (1969) Tektonische beiträge zur inneren flysch zone des gebietes zwischen Broșteni und Sînmartin. *Acta Geol. Acad. Scient. Hungar.* t. 13 pag. 79—85 *Assoc. Carp. Balk. Congres* IX, Budapest.

Saulea E. (1967) Geologie Istorică. Ed. Didact. și Pedag. București.

Săndulescu Jana (1967) Contribution à la conaissances de Foraminifères de C. Orientales (zone interne). *Assoc. Carp.-Balk. Congres VIII*, Belgrad.

Săndulescu M. et al. (1962) Structura geologică a părții de nord-est a M. Buzăului și de sud-vest a M. Vrancei. *D. S. Com. Geol.* XLVII (1960—1961), București.

— et al. (1964) Cercetări geologice în regiunea Bretcu Ojdula-Comandău. *D. S. Com. Geol.* L/2 (1962—1965), București. (1965)

— Les nappe internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. Congres VII.* Sofia.

— (1975) Essai de synthèse structurales des Carpathes, *B.S.G.F.* (7) XVII nr. 3, Paris.

Ștefănescu M. (1967) Geologia regiunii cuprinsă între pîrîul Negru și izv. văii Cîrlibaba (Carpații Orientali). *Com. Stat Geol.* LIV/3, București.

— și al. (1965) Contribuții la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței. *Stud. cerc. geol. geogr. geofiz. seria geol.* 9, 1, București.

— (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extremité nordique des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. Congres VIII*, Belgrad.

— (1967) Unele date și comentarii privind flișul între valea Doftanei și valea Ialomiței. *Com. Stat. Geol.* București.

— (1969) Unele date și comentarii privind structura flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D. S. Inst. Geol.* LIV (1966—1967). București.

Ștefănescu D. (1937) La zone du flysch carpatique en Bucovine entre Păltineasa et Cîmplung de Moldavie. *Bul. Soc. Geol. Roum.* III, Bucarest.

Teisseyre W. (1898) Zur geologie der Bacauer Karpathen. *Vorh. der k.k. Geol. R. A.* Wien.

— (1908) Über die tektonischen Verhältnisse der Sudkarpathen am Ialomitza — Fluss und in deren Nachlargebiten. *Assoc. Rom. pentru înaint. și răsp. științ. Congres* II, 1903, București.

Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen-Wien.

— (1907) Uber die Tektonik der Karpathen Sitzmgaher d. Kaisesl. *Akad. d. Wiessen in Wien* Bd. XVI Wien.

L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DU FLYSCH CRÉTACÉ ET PALÉOGÈNE DE LA RÉGION DE TURIA ET CASIN (NORD TG. SECUIESC)

(Résumé)

INTRODUCTION

Les recherches commencées en 1961 dans le flysch crétacé de la partie interne de la courbure des Carpathes Orientales — le bassin de la Vallée du Casin — et continuées ensuite plus d'une décade offrent à présent une image structurale et stratigraphique en majeure partie inédite. Cette affirmation est justifiée par le fait que, jusqu'à cette date, dans la région qui fait l'objet de nos préoccupations, des recherches géologiques de détail n'ont été jamais exécutées et, ce qui plus est, nos résultats récents, vérifiés par plusieurs coupes le long de toute la catène, apportent une série de corrections, nullement mineures, aux images présentées dans les divers travaux antérieurs.

Les résultats actuels encouragent également des généralisations concernant toute la chaîne montagneuse des Carpathes Orientales.

LE CADRE ORO-HYDROGRAPHIQUE

La région étudiée se rattache aux rameaux montagneux Bodoc et Oituz. Les crêtes montagneuses plus importantes (plus de 1 200 m d'altitude) sont orientées nord-sud, en longeant ses bords oriental et occidental.

Dans la partie centrale de cette région il y a une cime de la même altitude, orientée est-ouest, qui rélie les cimes bordières et qui est coupée dans un seul lieu par la Vallée du Casin.

A l'extrémité septentrionale et méridionale de la région se trouvent deux dépressions quaternaires, à savoir la Dépression Plăieși au nord, d'extension réduite, et la grande Dépression Bretcu-Tg. Secuiesc, au sud.

L'existence des paquets de roches fraîches intercalées dans les roches dures, fréquemment rencontrées surtout dans le flysch crétacé, entraîne la présence — en divers secteurs — des dépôts proluviaux, diluviaux, des cônes de déjection etc., tandis que le long des principaux cours d'eaux les dépôts alluviaux occupent des surfaces assez étendues. Le régime hydrographique est dominé par les deux rivières, Casin et Turia, vers lesquelles converguent de nombreuses vallées de moindre importance.

L'HISTORIQUE DES RECHERCHES

Outre les données fournies par Jeanrenaud (1956) et Ionesi (1956), se limitant à une surface restreinte autour de la localité Plăieşi, dans la région qui a fait l'objet de nos recherches n'ont pas été exécutés de travaux de détail. Cependant, dans les travaux au nivel régional on peut trouver parfois quelques mentions sur la géologie de ce secteur, de sorte qu'on peut concrétiser plusieurs étapes dans la connaissance de la géologie du bassin des vallées Casin-Turia.

Avant de les présenter, il faut préciser que le début des recherches régionales appartient à Lilienbach (1833), qui a fait quelques reconnaissances régionales dans les monts Tatra et Carpathes, suivies par celles de Hauer et Stache (1863).

La première étape prend fin en 1878, date à laquelle — dans la monographie rédigée par Herbich — sont faites des références sur les dépôts néocomiens de la partie interne de la courbure carpathique, l'auteur plaidant aussi pour l'existence des dépôts plus jeunes que le Néocomien.

La deuxième étape, dont le corolaire est l'étude monographique de Macovei et Atanasiu, cest l'étape dans laquelle les auteurs ont opéré les sous-divisions dans le Néocomien et les dépôts surjacents.

La troisième étape est marquée par les travaux de Filipescu (1955) et Băncilă (1958), qui offrent une synthèse géologique des Carpathes Orientales en connexion avec l'avant-pays carpathique.

Dans la quatrième étape, liée au nom de Dumitrescu et Dumitrescu et al. (1962, 1968, 1971), les auteurs ont abordé des problèmes de stratigraphie et de tectonique de tout le territoire de notre pays en liaison avec les domaines d'orogène et de plate-forme des pays voisins.

La cinquième étape, l étape actuelle, a commencé justement après 1960, et c'est l'étape des confirmations, des corrections et des modifications des images géologiques antérieures, par suite des recherches de terrain et de laboratoire de très grand détail. Dans cette étape une série de chercheurs ont une contribution très importante à la meilleure connaissance du domaine du flysch crétacé des Carpathes Orientales. On peut citer le nom de Săndulescu (1965, 1968, 1975), de Bucur (1968, 1971, 1975), de Ştefănescu (1965, 1967, 1976) et d'autres.

LA STRATIGRAPHIE

Les dépôts sédimentaires de la région étudiée appartiennent à six unités alpines (Ceahlău, Palanca-Teleajen, Macla-Zagon, Toroclej, Audia, Médio-marginale), qui se rangent sur une direction nord-sud et ont une évolution structurale de l'ouest vers l'est. On a séparé aussi des formations volcanogènes (andésites) et quaternaires.

L'unité de Ceahlău

Le flysch de Sînmartin-Bodoc

Dans la lithologie de ce type de flysch on remarque les paquets de grès (85%) à intercalations de marnoargiles, et, tout à fait sporadiquement, des conglomérats lenticulaires.

Afin d'établir leur âge, nous avons fait appel aux données faunistiques mentionnées dans la littérature, vu que nos recherches ont envisagé seulement une zone restreinte, située justement à l'ouest de la ligne de charriage Lutu-Roşu, délimitant l'unité majeure vers l'est. Ces données imposent un âge aptien-albien.

L'unité de Palanca-Teleajen

Le sédimentaire de l'unité d'âge aptien supérieur-turonien occupe une grande surface dans la région de Turia-Casin. Par suite de nos recherches, on a distingué les suivantes sous-divisions :

Les couches de Palanca-Teleajen

Sous cette dénomination composite (le flysch de Palanca et celui de Teleajen ont été définis au point de vue litho-stratigraphique il y a plus de deux décades) sont connus des paquets de marnoargiles gris-verdâtres dans lesquels sont rencontrés des grès centimétriques (parfois décimétriques) courbicorticaux. Pour les dater, nous avons employé les faits mentionnés dans la littérature, étant donnée que nous n'avions pas rencontré d'éléments de faune caractéristiques. Ces données plaident pour un âge aptien supérieur-albien.

Le grès de Cotumba-Tătaru

Il représente le terme supérieur du flysch de Palanca-Teleajen, étant constitué presque exclusivement de grès (90% des successions) et de marnes. De place en place sont intercalés des conglomérats ou des microconglomérats, à dominance de quartz, accompagnés parfois par de petites pièces calcaires, dans lequels nous avons identifié des éléments de microfaune crétacé-inférieure (Barrémien) remaniée.

Nous avons attribué ce faciès gréseux, en vertu des arguments mentionnés, à l'intervalle Albien terminal-Vraconien moyen, ses successions totalisant environ 550 m.

Les couches de Turia

Celles-ci se disposent sur le grès de Cotumba-Tătaru, les successions totalisant tout au plus 350 m d'épaisseur. Sous ce nom, nous avons séparé ces dépôts, pour la première fois, en 1961 dans le bassin de la Vallée de la Turia et ensuite en d'autres secteurs des Carpathes Orientales aussi.

Dans la lithologie de ces dépôts, dominée par la présence des marnes et des argiles, on remarque également des intercalations centimétriques de grès courbicorticaux ou droits, ainsi que des pélosidérites. La position chronostratigraphique de ces dépôts a été définie en vertu des éléments de faune (*Parahibolites tourtiae* Weigner; *Euphylloceras* sp.; Hamites sp., à côté des espèces *Rotalipora* et

Hedbergella, rencontrées par nous au nord de la Vallée de la Turia, éléments auxquels nous avons ajouté des données faunistiques citées par d'autres auteurs pour les Carpathes Orientales, toutes ces données plaidant pour l'âge vraconien supérieur-cénomanien moyen. Les couches de Lutu Roşu marquent la fin de la succession des formations sédimentaires dans le cadre du flysch de Palanca-Teleajen, cet intervalle lithologique représentant le Cénomanien supérieur-Turonien moyen.

Au point de vue lithologique, ces dépôts sont représentés par des argiles et par des marnes, des premières se remarquant les argiles rouges, un bon repère pour tracer le contact tectonique entre les unités de Ceahlău et de Palanca-Teleajen.

L'unité de Macla-Zagon

L'observation et la séparation de cette unité au nord de la dépression Bretcu-Tîrgu Secuiesc sont un autre élément géologique inédit de notre étude. Quant à ce problème, il faut préciser que l'unité de Macla-Zagon a été poursuivie par nous, plus récemment, jusque dans la Vallée de la Moldova.

Le flysch de Cason

En estimant les caractéristiques litho-faciales de ce type de flysch, on peut affirmer que, dans ce cas-là, on est en présence d'un faciès marneux, calcaire à intercalations d'argiles gris-verdâtres et rouges, à la base des successions se remarquant des brèches formées d'un mélange de marnes, argiles, marno-calcaires et grès. La bréchifiation y est une conséquence de la faille frontale, le long de laquelle l'unité est avancée vers l'extérieur du domaine carpathique.

Nous avons attribué au flysch de Cason, à partir d'arguments micropaléontologiques (*Uvigerammina yankoi* Mayzon, *Hedbergella infracretacea* Glaessner) et de macrofaune citée de la zone de la courbure carpathique (nous avons rencontré seulement *Hamites* sp.), l'âge vraconien-cénomanien. Il y a aussi indices sur la présence de l'Albien terminal (*str. s*) dans la base des successions et du Turonien à la partie supérieure.

L'unité de Toroclej

Dans notre acception, l'identification et la séparation de cette unité sont, pour la région de Turia-Casin ainsi que pour le reste des Carpathes Orientales aussi, un autre élément géologique nouveau, à implications importantes dans le déchiffrement de la tectonique de la partie externe du flysch crétacé.

Le flysch de Toroclej

Dans cet ordre d'idées, il faut préciser que le flysch de Toroclej, identifié et séparé pour la première fois par Gherman (1959—1969), a été placé par lui à la base de l'unité du flysch courbicortical, à savoir l'unité de Palanca-Teleajen, selon notre acception.

Nos recherches mettent en évidence le fait que, entre le flysch de Toroclej et celui de Palanca-Teleajen, se place le flysch de Cason (l'unité de Macla-Zagon) et que, entre ces trois types de faciès nettement distincts, il y a des relations tectoniques (de véritables charriages).

A la constitution lithologique du flysch de Toroclej participent des paquets de marno-argiles gris-verdâtres à intercalations de grès courbicorticaux et d'argiles noires. Les argiles noires gagnent en épaisseur de l'intérieur vers l'extérieur de l'unité de Toroclej, de sorte que, près du contact (tectonique) avec le domaine des schistes noirs, les paquets argileux noirs soient prédominants. Ces aspects ont mené à l'idée que le flysch de Toroclej faisait le passage (faciès de transition) depuis les schistes noirs au flysch courbicortical de Palanca-Teleajen. Il faut mentionner que dans les travaux des chercheurs qui se ralient à ce point de vue on ne trouve aucune mention sur la position du flysch de Cason, notamment l'unité de Macla-Zagon, située, selon certaines opinions, seulement dans la zone de courbure carpathique. Rappelons que nos recherches mettent en évidence l'unité de Macla-Zagon entre les vallées du Teleajen et de la Moldova.

Quant à l'âge du flysch de Toroclej, les éléments de macrofaune rencontrés jusqu'à présent, à savoir : *Inoceramus lusatiae* Andert (trouvé par nous dans la Vallée Casin, à l'ouest de la localité Plăieşi) et *Douvilleiceras monile* Sowerby, rencontré dans la Vallée de la Moldova par Agheorghiesi (recolté du flysch de Toroclej et non pas du flysch courbicortical, selon ce qu'affirme ce dernier auteur) attestent l'âge albien-sénonien inférieur (*I. lusatiae* Andert). Il faut ajouter qu'en 1955 le flysch de Toroclej n'etait pas connu et que la position structurale et la signification tectonique du flysch courbicortical suscitaient encore à cette date-là des discussions.

Les successions du flysch de Toroclej totalisent des épaisseurs variables (maximum 600—700 m), comme effet des relations tectoniques mentionnées par nous.

En ce qui concerne le contenu micropaléontologique du flysch de Toroclej, on peut affirmer qu'il y a quelques indices d'un âge plus ancien que l'Albien. Faute de données avec un degré de certitude plus élevé, la diagnose micropaléontologique reste encore une hypothèse.

L'unité d'Audia

C'est l'unité la plus externe du flysch crétacé, à sa constitution participant des dépôts débutant par l'Hauterivien supérieur et jusqu'au Cénomanien inférieur.

L'horizon schisteux

A sa constitution lithologique participent de : schistes argileux noirs en paquets métriques, grès, calcaires sidéritiques et, bien rarement, lidiens. Nous avons attribué à cet intervalle l'âge hauterivien supérieur (*Phyllopachiceras infundibulum* d'Orb, rencontré dans la Vallée du Casin par Müntz) — aptien (voir les données mentionnées). Cet horizon a été poursuivi sur une épaisseur d'environ 900 m, sans que sa base soit connue.

L'horizon gréseux

Dans cet horizon on rencontre des grès gris-verdâtres, d'aspect vitreux, dans lesquels on remarque la présence de la glauconite. Les bancs gréseux sont séparés par les intercalations d'argiles gris-noirâtres, le tout arrivant jusqu'à 100 m.

Les données macrofaunistiques trouvées jusqu'à présent dans cet horizon plaident pour l'âge albien.

L'horizon des argiles rouges et vertes à tuffites

C'est le dernier terme du flysch de l'unité d'Audia. Dans la lithologie on trouve argiles vertes tachetées de rouge, argiles (siltes) couleur de rouille, dures, argiles (lutites) rouges fraîches à intercalations de tuffites. Leur âge a été établi en vertu des arguments micropaléontologiques étayant la présence du Cénomanien inférieur.

L'unité médio-marginale

Dans la région de Turia-Casin cette unité occupe une surface restreinte, étant formée par des dépôts paléogènes (Eocène et Oligocène).

Nos recherches nous ont permis de faire des sous-divisions surtout à signification lithologique, mentionnées également dans d'autres travaux. C'est pourquoi on fait des mentions plus détaillées seulement pour les données qui viennent compléter les images présentées es haut.

Dans les formations éocènes, on a distingué :

L'horizon du grès de Tarcău

Ce qui est caractéristique pour cet horizon, ce sont les bancs métriques de grès séparés par des argiles gris-verdâtres et rouges, parfois à épaisseurs métriques, ce qui les rendent de bons repères cartographiques, utiles sur certaines distances.

Quelquefois, des intercalations conglomératiques apparaissent. L'âge éocène (inférieur-moyen) a été établi à partir des associations microfaunistiques, qui se retrouvent tout le long des Carpathes Orientales ou Septentrionales. Il est aussi à mentionner la présence des *Nummulites* dans quelques paquets gréseux grossiers ou en conglomérats.

Les couches de Podu-Secu

C'est le terme qui marque la fin des successions de ce qu'on connaît sous le nom d'Eocène dans la région étudiée. A sa constitution participent des argiles sombres, olives, à intercalations centimétriques de grès minces, les argiles et les grès se répétant sur des intervalles restreints. A la base de l'horizon on rencontre un niveau sableux-argileux, à occurrences de graviers bien roulés. A la partie supérieure, plus exactement au-dessous de l'horizon sur-jacent (l'horizon basal du grès de Fusaru) ont été rencontrées des brèches à blocs de calcaires blanc-grisâtres remaniées pendant le Crétacé.

L'âge des couches de Podu-Secu a été établi en vertu de la microfaune, dont nous allons citer une remarquable agglomération de Globigérines, justement près du contact avec l'Oligocène.

L'Oligocène développé dans le faciès de Fusaru-Pucioasa présente une gamme lithologique large et variée, ayant permis la séparation des termes suivants :

L'horizon basal du grès de Fusaru est formé de bancs compacts métriques, qui deviennent grossiers vers la base de l'horizon, totalisant 150 m d'épaisseur.

L'horizon des marno-calcaires bitumineux et des ménilites. Il transgresse l'horizon gréseux basal, étant constitué de marno-calcaires décimétriques, accompagnés de schistes dysodiliques.

L'horizon des couches de Fusaru-Pucioasa

L'horizon ménilitique supporte tout d'abord une alternance de marnes et de schistes dysodiliques sur un intervalle de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, les dysodiles étant remplacées ensuite par des grès. L'épaisseur des grès est quelquefois métrique ou plus que métrique, en permettant leur observation et leur lever. L'horizon atteint dans la région de Turia-Casin 600 m d'épaisseur.

L'horizon du grès de Fusaru

C'est l'horizon développé sur une épaisseur d'environ 400 m, étant constitué de grès massifs sombres, blanchâtres, à granulation variée.

L'horizon des couches de Vineţişu

Il occupe dans la région étudiée un intervalle stratigraphique (d'environ 100 m) et une surface réduite. A la constitution lithologique de ces couches participent des marnes et des grès courbicorticaux avec une teneur augmentée en carbonate de calcium.

Le faciès de Slon

L'identification de ces dépôts — brèches de résédimentation à la partie supérieure de l'Oligocène du bassin de la Vallée du Casin — c'est un autre élément géologique nouveau dans la région étudiée.

Rappelons que telles formations ont été signalées auparavant en quelques endroits des Carpathes Orientales.

La position de ces dépôts a été abordée de manière différente dans une série de travaux.

Il y a des opinions (Popescu, 1952) affirmant que tels dépôts représentent un faciès particulier de l'Oligocène interne, ce qui offre la prémisse de leur corrélation avec certains termes de l'Oligocène des unités plus externes.

D'autres auteurs (Băncilă, Agheorghiesi, 1964) placent le faciès à brèches dans la partie médiane du faciès de Krosno, tandis que Joja (1952—1954) le considère des intercalations dans les couches de Găineşti.

A notre avis, la position des brèches de l'Oligocène de la Vallée du Casin peut être discutée à d'autres points de vue aussi.

Il faut mentionner tout d'abord la possibilité que la partie terminale des couches de Vineţişu et les dysodiles qui les surmontent soient remplacées par le faciès de Slon, ça dans l'idée que les brèches occuperaient la partie terminale de l'Oligocène. Cette opinion n'exclut guère la possibilité que les couches de Vineţişu ne se fussent pas déposées entièrement, de sorte que les brèches soient synchrones aux dysodiles.

Enfin, il est possible qu'entre le faciès de Slon et les couches de Vineţişu existe une faille (ce contact serait placé au-dessous des alluvions de la Vallée du

Casin) avec le plan de faille orienté vers l'ouest et en-dessous duquel il y a des termes supérieurs des couches de Vineţişu en ensemble avec les termes supérieurs de ces couches.

Dans ce cas-là, le faciès de Slon aurait occupé au début une position plus interne (occidentale) par rapport à la zone à couches de Vineţişu et de Fusaru-Pucioasa. Dans cet ordre d'idées il faut ajouter que, si l'on suit sur direction l'évolution des horizons éocènes et oligocènes par rapport à la zone de Slon (et si l'on ne considère pas le charriage de l'unité d'Audia qui aurait eu un rôle important dans la réalisation de cette image), il semble indiqué de tracer la faille entre la zone de Slon et celle de Vineţişu.

En considérant maintenant seul le faciès de Slon, il est à préciser que sa séparation dans la Vallée du Casin a été faite, pour la première fois, dans nos travaux de 1961.

Du point de vue lithologique, dans le cadre de cette formation on constate une grande variation de roches coincées dans une masse marneuse très calcaire et moins souvent argileuse. On y trouve des occurrences accidentelles de lentilles ou de paquets de grès, ainsi que quelques alternances (locales) de couches, suggérant une sédimentation normale dans le cadre de cette formation, mais évidemment resédimentée.

A mentionner la présence des intercalations d'argiles rouges, des marno-calcaires en plaques minces ou insédimentées en marnes et argiles, à côté de grès crétacés, éocènes et oligocènes.

Parfois apparaissent des marno-calcaires violacé-grisâtres, qu'on peut aisément confondre avec ceux cantonnés dans les schistes noirs des unités paléogènes situées plus à l'est. Dans ce cas, la présence de la microfaune à Globigérines et *Cyclammina* en éruption écarte les possibles confusions et permet la datation exacte (Paléogène). L'âge oligocène du faciès de Slon a été établi à partir des arguments micro- et macro-faunistiques.

L'étude de nombre d'échantillons prélevés en terrain a mis en évidence une répétition, sur des intervalles très courts, des associations caractéristiques au Cénomanien, au Danien, au Paléocène, à l'Eocène et à l'Oligocène.

Dans les zones avoisinées de la Vallée du Casin (le bassin de la Vallée du Buzău-Siriu) nous avons rencontré, dans des dépôts pareils, des formes mégasphériques de Nummulites, Assylines et Operculines corrodées.

Dans la Vallée du Casin, dans un paquet de schistes dysodiles logées dans ces brèches, nous avons trouvé des poissons fossiles — *Seranus budensis* Heckel, *Scopelus mrazeci* Paucă et un exemplaire de la familie des Percides, toutes ces données attestant l'âge oligocène du faciès de Slon.

A la fin de ce chapitre, nous signalons la présence, dans le flysch crétacé, de quelques petites occurrences de roches volcaniques andésitiques. Elle doit être liée à l'activité du volcanisme sous-séquent post-pliocène de la chaîne éruptive Harghita-Căliman superposée vers l'ouest au domaine du flysch crétacé.

LA TECTONIQUE

Les unités tectoniques alpines observées dans la région de Turia-Casin et mentionnées dans l'introduction du chapitre précédent se rattachent aux deux grands groupes de nappes de charriage, notamment aux Dacides et aux Molda-

vides, formées dans des étapes orogéniques différentes, les phases paroxysmales se manifestant au Sénonien et à savoir au Miocène inférieur.

La délimitation des deux grands groupes de nappes était faite jusque il n'y a pas longtemps d'après la conception de Uhlig (1903) qui distinguait dans le flysch carpatique le groupe des nappes beskidiques et sous-beskidiques, la limite entre celles-ci correspondant à l'aire de développement des schistes noirs vers l'est. Cette classification a été ensuite à la base de la conception de : I. Popescu Voiteşti (1921) — le premier auteur roumain qui a introduit la notion de Dacides et de Moldavides pour le flysch des Carpathes Orientales — de la conception de Dumitrescu (1962), Dumitrescu et Săndulescu (1968).

Plus récemment, Săndulescu (1975) a émis l'opinion qu'au groupe des Moldavides correspondent non pas seulement les nappes du flysch paléogènes, mais également la nappe d'Audia, la nappe de Macla, y compris la nappe du flysch courbicortical, dont la tectogenèse s'est parachevée au Miocène inférieur. De l'avis du même auteur, à la constitution des Dacides externes orientales participent la nappe du flysch noir, la nappe de Baraolt et la nappe de Ceahlău. Faute d'autres arguments pour la datation de la tectogenèse dans la région discutée, nous nous ralions au point de vue de Săndulescu (1975), de sorte que l'image tectonique de la région de Turia-Casin se range, à quelques exceptions près, à celles concernant tout l'ensemble structural des Carpathes Orientales.

Les exceptions, ou plus précisément les données tectoniques qui complètent ou modifient les images tectoniques réalisées tout justement après 1955, portent sur les relations tectoniques entre le domaine d'Audia et celui du flysch courbicortical.

Les implications de ces nouvelles données ne sont guère sans valeur, étant donné que les changements (contrôlés par nous entre l'extrémité du nord des Carpathes Orientales et la Vallée du Teleajen) ont agi sur tout l'ensemble tectonique de la partie externe du flysch crétacé.

Leur explication réclame une brève présentation des conceptions les plus significatives sur la tectonique du flysch crétacé.

Il est bien connu et unanimement reconnu que les grands charriages des Carpathes du secteur roumain, marqués par les lignes tectoniques de Lutu-Roşu, Audia ou par la ligne interne (la dernière délimitant vers l'est le charriage du flysch de Teleajen) sont facilement poursuivis en terrain, grâce aux relations géométriques entre les faciès caractéristiques à chaque unité à part.

En même temps, la littérature atteste l'existence, dans le flysch crétacé, d'une autre nappe importante (le front du charriage se plaçant, de l'avis des auteurs ayant étudié ce difficile problème géologique, presque au contact entre la nappe du flysch courbicortical et la nappe d'Audia.

La reconnaissance en terrain, entre les repères mentionnés, de cette nappe, notamment du front du charriage de l'unité est-interne (Băncilă, 1958), de l'écaille inférieure (Filipescu, 1955) ou de l'unité du flysch interne (si l'on se réfère aussi même à la zone de la Vallée du Teleajen vers l'ouest) est pratiquemment non-concluante, elles étant, dans la plupart des cas, difficilement saisisables ou même non-reconnaissables. Dans cette situation, une question inévitable se pose : il y a des relations tectoniques (anormales) entre ce qu'on peut dénommer flysch courbicortical et l'unité d'Audia ? Notre réponse est affirmative et pour la préciser il faut ajouter que les idées émises jusqu'à présent ne

sont pas suffisamment argumentées, ni concordantes avec la réalité de terrain. Dans le même ordre d'idées, nous sommes d'avis que les mentions faites (Popescu, 1968) sur l'existence d'un faciès changé (transition) dans la partie externe de la série de Teleajen, de même que l'idée de Băncilă (1958), qui admet l'existence des variations faciales entre le flysch courbicortical (dans lequel apparaissent des argiles rouges) et les schistes noirs, devraient être considérées des points de départ dans l'interprétation des relations entre les deux grands domaines. On peut en conclure, à grande justesse d'ailleurs, que seule l'absence des recherches très détaillées, tout d'abord dans une zone de larges possibilités d'information, a retardé une réponse certaine à ce problème.

Un premier pas en avant a été fait par l'identification et la séparation du flysch de Toroclej (Gherman, 1959—1969) au sein duquel ont été observées autant des caractéristiques lithologiques du flysch d'Audia, qu'aussi bien de celui courbicortical, ce qui a mené à la conclusion qu'entre les deux grands domaines il y a une zone de transition le long de laquelle se place (tantôt plus à l'ouest, tantôt plus à l'est) le front du charriage de l'unité est-interne.

Un deuxième pas le représentent les travaux de Săndulescu (1965—1971), qui — étudiant une zone étendue, dans la partie centrale des Carpathes Orientales — soutiennent l'existence, dans la base du flysch de Toroclej, d'un paquet de schistes noirs (couches de Plăieşi) identiques à ceux du flysch d'Audia d'âge néocomien-albien (l'âge est estimé par comparaison avec le flysch des schistes noirs). A la base de ce paquet de dépôts, Săndulescu a tracé le front du charriage du flysch interne (est-interne ; l'écaille inférieure).

Nos recherches, commencées (1961) d'abord dans le bassin de la Vallée du Casin (alors que nous acceptions encore l'idée d'une zone de transition, idée que nous avons quitée à l'occasion de l'intensification des recherches de détail dans la région mentionée et surtout après avoir étendu notre étude dans le secteur situé entre la Vallée de la Moldova au nord et la Vallée du Teleajen et ensuite en d'autres secteurs carpathiques), offrent à présent une solution de ce problème tectonique beaucoup disputé dans notre litterature.

Cette solution est liée à la séparation du flysch (notamment de l'unité de Macla-Zagon — Dumitrescu, Săndulescu, 1971) tout d'abord au nord de la dépression Bretcu-Tîrgu Secuiesc (les auteurs mentionnés sont d'avis que cette unité comprend seulement la zone de courbure carpathique) et ensuite, plus loin vers le nord et vers le sud, premièrement la Vallée de la Moldova et vers le sud la Vallée du Buzău. Il est à préciser que le flysch de Macla-Zagon se place entre le flysch courbicortical et le flysch de Toroclej.

Les implications de la séparation de ce type de flysch à caractéristiques lithologiques et d'âge, bien évidentes par rapport au flysch courbicortical de l'ouest du flysch de Macla-Zagon, aussi bien que par rapport au flysch de Toroclej de l'est (le flysch d'Audia se trouvant placé à l'est du flysch de Toroclej), nous ont porté à conclure qu'entre le flysch courbicortical (de Palanca-Teleajen dans notre acception) et celui d'Audia s'interposent deux unités tectoniques, à savoir l'unité de Macla-Zagon (surmontant le flysch de Palanca-Teleajen) et celle de Toroclej (située à l'est du flysch de Macla-Zagon et superposée vers l'est au flysch d'Audia).

Les implications de cette solution ne sont guère sans importance, vu que l'intervention du flysch de Macla-Zagon (flysch de Cason, dans notre acception)

fait que le flysch de Toroclej ne se place pas à la base de ce qu'a été denommé le flysch courbicortical.

Dans le contexte de ces données, on peut affirmer que dans la partie externe du flysch crétacé des Carpathes Orientales et de l'ouest à l'est suivent : l'unité de Palanca-Teleajen correspondant dans le sens strictement sédimentologique au flysch courbicortical (on rencontre ce type de structure interne dans tout le flysch crétacé et donc le nom de cette unité n'est plus édifiant), l'unité de Macla-Zagon, l'unité de Toroclej et l'unité d'Audia.

Toutes ces données nous portent à affirmer que nos travaux permettent maintenant une connaissance, encore plus proche de la réalité, de la tectonique du flysch crétacé.

Quant à la tectonique de la région Turia-Casin, celle-ci se présente ainsi :

L'unité de Ceahlău

Définie dans l'acception actuelle par Dumitrescu (1962), cette unité s'étend le long des Carpathes Orientales sur plus de 300 km de longueur, en développant des charriages contrôlables entre 10 km — dans les secteurs centraux de la catène — et 35 km dans la zone de courbure de cette chaîne de montagnes, pour que — dans la Vallée de la Moldova — le sédimentaire de l'unité soit développé sur environ 300 m d'épaisseur.

La limite externe est précisée par le tracé sinueux de la ligne tectonique Lutu-Roşu, qui marque l'avancement de l'unité par-dessus l'unité de Palanca-Teleajen, plus externe, dans notre acception.

Dans la région de Turia-Casin, ce charriage marque une retraite vers l'est. Cette image est suggérée par les relations anormales entre l'Aptien et l'Albien (du flysch de Sînmartin-Bodoc) et le Cénomanien supérieur-Turonien moyen (couches de Lutu-Roşu) appartenant à l'unité plus externe (Palanca-Teleajen), coincée sous le charriage de l'unité de Ceahlău, dont le sédimentaire (tant qu'il a été étudié par nous) décrit une succession monoclinale vers l'ouest.

La mise en place du charriage de l'unité de Ceahlău a eu lieu d'après Dumitrescu et Săndulescu (1968) dès l'Albien-Vraconien (phase autrichienne), s'est continuée au début du Sénonien (phase sous-hercynienne) et s'est parachevée pendant la phase laramienne.

L'unité de Palanca-Teleajen

Au point de vue de sa dénomination, l'unité est définie par deux notions, le flysch de Palanca et le flysch de Teleajen, qui subsistent dans notre litterature de plus d'une vingtaine d'années. Mais, dans l'acception stratigraphique et tectonique, l'unité représente un élément géologique nouveau, apporté par la présente étude. La nouveauté réside dans le fait qu'on réussit non seulement à définir le type de structure (izoclinal et à vergence orientale) qui a affecté le sédimentaire de l'unité, mais aussi à la délimiter par rapport à l'unité plus orientale (Macla-Zagon), inconnue jusqu'à présent au nord de la courbure carpathique.

C'est également nouvelle la datation du sédimentaire de l'unité, d'âge aptien supérieur-turonien moyen, par suite de nos recherches, aptien supérieur-cénomanien inférieur dans les travaux antérieurs.

Enfin, il faut préciser un autre élément nouveau, la délimitation du charriage de l'unité vers l'est par la faille Palanca-Teleajen, ligne tectonique inconnue justqu'à présent et qui ne coincïde pas avec ce qu'on considérait jusqu'à maintenant faille inférieure.

Il est à souligner que le long de cette faille l'Aptien supérieur-l'Albien de la base du flysch de Palanca-Teleajen chevauche le Vraconien-Cénomanien de la partie supérieure du flysch de Macla-Zagon.

Pour dater la tectogenèse de l'unité, il faut faire appel aux conclusions de Dumitrescu et Săndulescu (1968), qui considèrent les orogenèses subhercynienne et laramienne en tant que phases précurseures et comme un écho du phénomène qui s'est généralisé dans l'unité plus occidentale (Ceahlău), orogenèses parachevées au cours de la phase styrique ancienne.

L'unité de Macla-Zagon

Constituée de dépôts d'âge albien terminal *str. s*-cénomanien turonien, cette unité va jusqu'au confluent des ruisseaux Bela et Casin, endroit où l'unité disparait sous le charriage du flysch de Palanca-Teleajen, ce dernier réalisant un contact tectonique direct avec le flysch de Toroclej. Cette disposition ne se rencontre seulement ici, mais aussi en d'autres secteurs carpathiques, ce qui a porté tous les chercheurs antérieurs à considérer que le flysch de Toroclej se plaçait justement à l'est de celui de Palanca-Teleajen (courbicortical) et de par sa constitution (dans le flysch de Toroclej on rencontre des alternances d'argiles vertes avec des paquets d'argiles — schistes-noirs et de grès courbicorticaux) on est en présence d'un passage latéral (transition) entre le flysch courbicortical (Palanca-Teleajen) et celui des schistes noirs (Audia).

Toujours en ce qui concerne le flysch de l'unité de Macla-Zagon, nous allons mentionner qu'elle décrit une succession monoclinale vers l'ouest, à partir de sa faille frontale (Macla-Zagon) et jusqu'au contact avec l'unité de Palanca-Teleajen, à savoir la faille à même nom.

Le long de la faille frontale, l'Albien terminal *str. s.* ou le Vranconien du flysch de Macla-Zagon charrie le Coniacien inférieur de la partie supérieure du flysch de Toroclej.

Nous plaçons le début du phénomène de tectogenèse de l'unité au cours de la phase laramienne et son parachèvement pendant la phase styrique ancienne et le commencement de la souse-phase styrique récente.

L'unité de Toroclej

Dans l'acception stratigraphique (la macrofaune atteste l'âge albien-coniacien inférieur du sédimentaire de l'unité) et tectonique, l'indépendance structurale par rapport aux domaines de l'ouest (Macla-Zagon) et de l'est (Audia), cette unité représente autre élément géologique nouveau offert par la présente étude, qui a des implications et mène à des reconsidérations tectoniques, avec signification régionale et au niveau de toute la chaîne des Carpathes Orientales.

Ayant cette position et cette signification stratigraphique et tectonique, l'unité de Toroclej peut être poursuivie dans toute la région de Turia-Casin, ainsi que tout le long des Carpathes Orientales, entre les vallées du Teleajen et de

la Moldova. Au nord de cette vallée et jusqu'à la frontière avec l'U.R.S.S., l'intervention de quelques complications tectoniques entraînant les unités plus occidentales y compris le massif cristallin et leur couverture sédimentaire provoque la disparition du flysch de Toroclej, de celui de Palanca-Teleajen et de presque tout le flysch de Ceahlău au-dessous des plans de charriages, pour le voir (Palanca-Teleajen) reapparaître ensuite dans le bassin du ruisseau Corbu (Maramureș).

Le prolongement de ces unités également plus au nord a été attesté par les géologues soviétiques (Maslacova, Beer, Bîzova, Lomize, etc.).

Revenant au flysch de Toroclej de la région de Turia-Casin, il est à noter que sa structure intime est de type plicatif, et il y a des preuves aussi sur l'existence de quelques plis-écailles. Faute de repères lithologiques qu'on peut aisément poursuivre en terrain, il nous est impossible d'argumenter de façon convaincante ce type de structure, facilement acceptable toutefois si l'on pense qu'on y est dans le proche voisinage du domaine (Audia), où les plis-écailles sont un trait caractéristique pour son sédimentaire tout entier.

Quant aux relations de cette unité avec celle d'Audia, elles sont de nature tectonique, parce que le Cénomanien inférieur (l'horizont rouge-vert des suites plis-écailles du flysch d'Audia) ou même les plis-écailles en totalite, disparaissent dans la région étudiée, de même qu'en bien d'endroits des Carpathes Orientales, au-dessous du charriage du flysch de Toroclej — son front étant marqué par le tracé d'une faille, que nous avons dénommée la faille de Toroclej, d'après le nom de l'unité.

Le parachèvement de la tectogenèse du flysch de Toroclej est intimement lié surtout à celle édifiante pour la tectonique des schistes noirs et du flysch de Macla-Zagon. Dans cet ordre d'idées, c'est la phase styrique (ancienne et récente) qui semble responsable de la tectonisation du flysch de Toroclej.

L'unité d'Audia

Les résultats que nous avons acquis en ce qui concerne la tectonique de cette unité confirment les opinions antérieures sur le flysch d'Audia situé sur le territoire roumain ou en d'autres secteurs carpathiques. C'est pourquoi nous allons mentionner que le sédimentaire est plissé dans le type de structure imbriquée (plis-écaille), que le charriage de l'unité, marqué par la ligne d'Audia est évident, dans son sous-plan disparaissant de suite différents termes de l'Oligocène de l'est et que le parachèvement de sa tectonique a eu lieu au cours de la phase styrique (ancienne et récente), sans exclure la possibilité de manifestation des étapes précurseures (antérieures), de courte durée pendant la phase sous-hercynienne.

L'unité médio-marginale

C'est l'une des grandes unités tectoniques du flysch carpathique, qui, sur le territoire roumain, développe des charriage contrôlables (forages) dépassant — dans la zone de courbure carpathique — 40 km de largeur.

Dans la région de Turia-Casin, cette unité occupe une surface très réduite, ses dépôts en formant un plis synclinal, dont on n'observe que le flanc oriental, celui occidental étant masqué par faille d'Audia.

Il faut préciser encore qu'à l'est de la localité Sînzieni, les forages ont traversé cette unité et ont rencontré à plus de 3 000 m de profondeur le faciès de Kliwa, qui appartient à la démi-fenêtre Oituz-Vrancea(para-Autochtone).

Ces données nous portent à reprendre les discussions concernant autant l'emplacement du charriage de l'unité médio-marginale aussi bien que la zone d'enracinement du para-Autochtone mentionné.

Toujours comme jusqu'à présent, dans la datation du charriage de l'unité médio-marginale on fait appel aux opinions de Dumitrescu-Săndulescu (1968), en vertu de la relation entre sa tectogenèse et la phase styrique récente.

L'ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA RÉGION DE TURIA-CASIN

La région qui a fait l'objet de nos preoccupations est un petit segment du flysch crétacé et paléogène, ayant subi les phases de plissement qui ont mené finalement à la formation de l'édifice structural, tel qu'il est connu à présent.

Au parachèvement de cet édifice ont concuré également d'autres facteurs géologiques spécifiques aux domaines voisins à celui alpin.

Sur l'évolution de ces domaines on ne saurait faire que de spéculations géologiques, faute de données certaines, exceptant peut-être la „Cordillère Cumane" (Murgeanu), dont l'existence semble être prouvée par la constitution lithologique de certains dépôts du géosynclinal du flysch carpathique, et de celle d'une catène de schistes verts de type avant-pays, ayant fourni un riche matériel pendant le dépôt de l'Oligocène marginal en faciès de Kliwa.

Donc, sur ce problème on ne peut pas avoir de certitudes. On rencontre la même situation se répétant à des niveaux supérieurs. Ainsi, à présent on dispose d'une réponse certaine à la question : quelle sorte de formations trouve-t-on au-dessous du flysch de Palanca-Teleajen ? On suppose le Crétacé inférieur des unités d'Audia, de Ceahlău ou le flysch de Toroclej, dont les arrangements structuraux nous sont inconnus. Sur cette question, on peut lancer d'autres hypothèses aussi. l'une envisageant la présence des formations triasiques et jurassiques, appartenant aux nappes bucoviniennes ou transylvaines.

L'examen, même sommaire, de l'évolution tectonique de la région de Turia-Casin soulève des problèmes difficiles à surmonter, si l'on ne se range pas dans l'ensemble des conceptions sur l'évolution de la catène carpathique toute entière. Bien que, de ce point de vue, il y a encore des problèmes à discuter, nous avons réussi toutefois à arriver à des points de vue unanimement acceptés.

Ainsi, vu que la conception des nappes est dévenue la méthode de travail la plus efficiente pour la connaissance de la géologie des Carpathes Orientales, on a abouti à déchiffrer la tectonique de cette chaîne de montagnes, dont l'expression la plus fidèle est offerte par les travaux de Murgeanu (1934—1963), Filipescu (1955, 1957, 1963), Băncilă (1958, 1965) et particulièrement par Dumitrescu (1952, 1962, 1968), qui a abordé l'évolution tectonique de l'entier territoire de notre pays.

Il a été possible d'obtenir l'image structurale majeure par suite des études approfondies qui ont classifié les structures au point de vue tectogénique. On a réussi ainsi à établir que dans les Carpathes Orientales on rencontre des nappes du deuxième degré.

Les nappes du flysch sont des nappes de couverture, à la constitution desquelles participent exclusivement de dépôts de flysch. Ce sont des nappes à genèses complexes, formées par cisaillement, suivi d'un décollement provoqué par les forces tangentielles centripètes (Dumitrescu, 1962). On suppose (Dumitrescu, Săndulescu, 1968) que l'absence du socle dans les nappes du flysch a été déterminée par le fait que le cisaillement ayant engendré les charriages s'est formé à la base de la série plus plastique, représentée par des dépôts de flysch arrachés au socle qui, dans le processus de rétrécissement du géosynclinal carpathique a été absorbé-englouti-tiré en bas. Ce mécanisme est valable pour toutes les unités de la zone du flysch, le socle proprement-dit n'étant connu en aucune. Cette conception est étayée par toutes les données géologiques disponibles à présent.

L'étude de tous les phénomènes de plissement conduit aussi à la constatation (Dumitrescu, 1962, 1968) de leur migration vers l'extérieur du domaine, tandis que son effet sur la longitudinale a hâté l'achèvement de l'évolution de certains secteurs, par rapport aux autres, tel le cas du secteur méridional, dont l'évolution alpine finit avant celle du secteur oriental carpathique. Cette conclusion a engendré ensuite une autre sur les consolidations des segments de l'écorce, phénomène déroulé dans le sens longitudinal, depuis les Carpathes Méridionales vers les Carpathes Orientales et les Balkans (Dumitrescu, 1962).

Quant à la région de Turia-Casin, elle est traversée sur l'alignement nord-sud par d'importantes structures majeures, dont les charriages sont l'élément dominant de l'édifice structural.

A l'ouest de cette zone se place la faille Lutu-Roșu, qui indique le rapport de chevauchement de l'unité de Ceahlău avec celle de Palanca-Teleajen.

L'unité de Palanca-Teleajen, élément structural charrié sur les zones situées à son extérieur, présente une structure de détail de type plicatif, les plis anticlinaux et synclinaux étant affectés en général par des fractures nées par suite des fortes pressions du front du charriage de l'unité de Ceahlău. Il est aussi à remarquer que, autant on se trouve plus loin de la zone de pression maximale, autant le caractère isoclinal des plis diminue, d'ailleurs leur vergence vers l'est aussi. Ce phénomène se répète le long de la faille Palanca-Teleajen, dont l'évolution vers l'est provoque le rétrécissement et la disparition de certaines zones (Macla-Zagon et Toroclej), et à cause de la sollicitation du front du charriage apparaissent de nombreux plis, justement derrière ce charriage-là.

Plus on s'approche du front du charriage de l'unité d'Audia, plus on constate que les failles de son proche voisinage gagnent des formes d'alignement presque identiques à la faille la plus avancée, dans ce cas-là la ligne Audia.

Rappelons aussi l'existence des phénomènes „à rebours" dans les couches de Toroclej et d'Audia, que nous mettons en liaison avec la conjugaison et les relations entre l'avancement du flysch vers l'est et le sud — la poussée du domaine de plate-forme.

Lorsque le phénomène s'est presque généralisé dans le flysch paléogène de la courbure carpathique, la sous-poussée a été annihilée ou remplacée par la résistance active de l'orogène dobrogéen, s'opposant à l'avancement du flysch vers l'extérieur. L'application de ce principe aux phénomènes similaires de la zone du charriage d'Audia nous porterait à admettre la présence de certaines barriéres propres aux zones profondes, qui auraient contribué à la réalisation du phénomène

mentionné. Il nous semble que certaines conclusions sédimentologiques expliquent la formation des rudites et des arénites du faciès de Tarcău en liaison avec l'existence et l'évolution de certaines cordillères qui ont provoqué des chagements du géosynclinal carpathique.

D'ailleurs, parler de formations d'éugéosynclinal et de myogéosynclinal (Dumitrescu, 1962) c'est accepter l'existence de telles cordillères le long de plusieurs alignements dans le cadre du géosynclinal, qui ont déterminé une sédimentation conforme à la classification ennoncée et qui sont vérifiées de plus en plus par les preoccupations sédimentologiques sur les Carpathes Orientales ou septentrionales.

Tout cela nous porte à croire que les observations tectoniques dans les zones moins étendues peuvent contribuer également à la solution des problèmes régionaux encore en discussion, dans notre cas les problèmes de l'évolution des Carpathes Orientales.

CONCLUSIONS

Les recherches effectuées dans la région de Turia-Casin nous ont permis de séparer six unités tectoniques (par rapport aux quatre, connues des travaux antérieurs) — Ceahlău, Palanca-Teleajen, Macla-Zagon, Toroclej, Audia et Médio-marginale, dont les charriages ont évolué de l'ouest vers l'est.

Il est à remarquer que, par la séparation des unités de Macla-Zagon et de Toroclej (inconnues dans la littérature au nord de la zone de courbure carpathique et à l'ouest aussi, si l'on se réfère seulement à l'unité de Toroclej), on arrive à une meilleure connaissance de la tectonique et de la stratigraphie de la partie externe du domaine du flysch crétacé.

Le parachèvement de cet échafaudage tectonique s'est déroulé en plusieurs étapes (précurseures, paroxysmales, tardives) de tectogenèse, manifestées dès le Crétacé moyen (autrichienne) et jusqu'au Miocène supérieur (styrique récente).

L'édifice stratigraphique est propre à chaque unité à part et varie au point de vue de la constitution lithologique. Dans la datation des diverses formations, on est parti autant des données sur la région de Turia-Casin, aussi bien que d'autres données, obtenues en dehors, mais qui portaient strictement sur des paquets de couches corrélables dans le cadre de la même unité tectonique.

Dans ce sens-là, les chapitres de stratigraphie, de tectonique et les annexes de l'étude sont suffisantes et édifiantes.

EXPLICATION DES PLANCHE

Planche I

Carte géologique de la région de Turia-Casin.

Quaternaire. 1, alluvions ; 2, terrasses ; 3, éboulements de terrain ; 4, éboulis de pente. Néoéruptions ; 5, éruptions andésitiques.

Unité médio-marginale : Lattorfien, Chattien. 6, faciès de Slon — brèches ; 7, couches de Vineţişu ; 8, horizon du grès de Fusaru ; 9, couches de Pucioasa

usaru, g = grès ; 10, marnocalcaires bitumineux et ménilites ; 11, horizon basal u grés de Fusaru ; Priabonien ; 12, horizon des couches de Podu-Secu ; Lutétien ; 3, horizon de grès de Tarcău, a = argiles rouges et vertes.

Unité d'Audia : Cénomanien inférieur. 14, horizon des argiles rouges et ertes à tuffites ; Albien ; 15, horizon des grès glauconitiques Hauterivien-Aptien ; 3, horizon schisteux.

Unité de Toroclej : Albien-Coniacien. 17, couches de Toroclej.

Unité de Macla-Zagon : (Albien terminal ?) — Vraconien-Cénomanien (Tu- onien ?). 18, couches de Cason.

Unité de Palanca-Teleajen : Cénomanien supérieur-Turonien moyen. 9, couches de Lutu-Roşu, a = argiles rouges ; Vraconien supérieur-Cénomanien noyen : 20, couches de Turia ; Albien terminal-Vraconien moyen : 21, grès de otumba-Tătaru ; Aptien supérieur, Albien moyen ; 22, couches de Bela-Petriceni ; = grès.

Unité de Ceahlău : Aptien-Albien. 23, flysch de Sînmartin-Bodoc, cgl = onglomérats ; 24, ligne de charriage ; 25, faille à plan de charriage ; 26, failles ans la zone des plis-écailles ; 27, plis anticlinal à flancs normaux ; 28, plis nticlinaux à flanc renversé ; 29, plis synclinal à flancs normaux ; 30, plis synclinal flanc renversé ; 31, point d'observation à position de couche normale ; 32, point 'observation sans position de couche ; 33, point d'observation à position de couche enversée ; 34, point d'observation à position de couche incertaine ; 35, tracé des ections ; 36, directions de courant (transport marin) ; 37, points macrofaunistiques ouveaux ; 38, point macrofaunistique cité dans la littérature.

Planche II

Sections géologiques transversales à travers la région de Turia-Casin. Voir a légende de la pl. I.

Planche III

Colonnes stratigraphiques dans la région de Turia-Casin

I, Unité de Ceahlău : colonne stratigraphique synthétique dans le flysch e Sînmartin-Bodoc, Aptien supérieur-Albien.

II, Unité de Macla-Zagon : colonne stratigraphique synthétique dans le lysch vraconien-cénomanien-turonien.

III, Unité de Toroclej : colonne stratigraphique synthétique dans le flysch lbien-coniacien.

IV, Unité d'Audia (schistes noirs) : colonne stratigraphique synthétique dans e flysch valanginien-hauterivien-cénomanien inférieur. 1, marnes ; 2, marnes alcaires ; 3, marnocalcaires (sphérosidérites) ; 4, calcaires marneux ; 5, argiles oires ; 6, argiles andésitiques ; 7, argiles rouges et vertes ; 8, brèches ; 9, grès ; 0, grès à stratification convolute ; 11, grésocalcaires ; 12, calcaires sidéritiques ; 3, calcaires sphérosidéritiques ; 14, ligne Lutu-Roşu ; 15, ligne Palanca-Teleajen ; 6, faille Toroclej ; 17, argiles rouges ; 18, microfaune.

Planche IV

Unité de Palanca-Teleajen : colonnes stratigraphiques synthétiques dans le flysch aptien supérieur-albien-cénomanien-turonien moyen. 1, marnes ; 2, argiles ; 3, marnocalcaires ; 4, grès ; 5, conglomérats ; 6, a.r. — argiles rouges ; 7, L.L.R. — ligne Lutu-Roşu ; 8, microfaune.

Planche V

Unité médio-marginale. Colonnes stratigraphiques synthétiques dans le flysch paléogène. 1, marnes ; 2, argiles ; 3, marnes à inclusions sédimentaires hétérogènes ; 4, marnocalcaires ; 5, marnocalcaires bitumineux et ménilites ; 6, marnocalcaires brécheux ; 7, marnocalcaires à inclusion de marnocalcaires hétérogènes ; 8, marnes, argiles et grès ; 9, brèches ; 10, brèches calcaires ; 11, argiles dysodiliques ; 12, graviers et sables ; 13, grès ; 14, conglomérats ; 15, a.r. — argiles rouges ; 16, a.r.v. — argiles rouges et vertes ; 17, a.d. — argiles dysodiliques ; 18, m.c. — marnocalcaires ; 19, cgl — conglomérats ; 20, br — brèches ; 21, L.A. — ligne Audia ; 22, microfaune.

Planche VI

Horizontation et faciès des dépôts crétacés et paléogènes de la région de Turia-Casin.

Planche VII

Fig. 1. — *Inoceramus species ;* aff. *I. lusatiae* Andert. Strate de Toroclej-nord Plăieşi.
Couches de Toroclej-nord Plăieşi.

Fig. 2. — idem — mulaj.
idem — moulage. Photo I. C. Bucur.

Planche VIII

Fig 1. — *Parahibolites tourtiae weigner.* Strate de Bela-Petriceni pîrîul Toroş.
Couches de Bela-Petriceni, ruisseau Toroş.

Fig. 2. — *Euphylloceras* sp. Strate de Turia. Valea Turia.
Couches de Turia. Vallée de Turia. Photo I. C. Bucur.

Planche IX

Fig. 1. — *Hamites* sp. Strate de Cason. Valea Mare.
Couches de Cason. Valea Mare.

Fig. 2. — *Parahibolites* (ex gr.) *tourtiae weigner.* Strate de Turia. Valea Turia.
Couches de Turia. Vallée de Turia. Photo I. C. Bucur.

Planche X

Fig. 1. — Impresiuni organice *(incertae sedis).* Strate de Cason. Valea Mare.
Impressions organiques *(incertate sedis).* Couches de Cason. Valea Mare.

Fig. 2. — *Hamites* sp. Strate de Turia. Valea Turia.
Couches de Turia. Vallée de Turia. Photo I. C. Bucur.

Planche XI

Fig. 1. — Amprente de mișcare organică (ord. Ammitida). Strate de Turia. Valea Turia.
Empreintes de mouvement organique (ord. Ammitida). Couches de Turia. Vallée de Turia.

Fig. 2. — *Inoceramus* sp. strate de Toroclej-valea Brebului.
Couches de Toroclej. Vallée de Brebului. Photo I. C. Bucur.

Planche XII

Fig. 1. — *Serranus budensis* Haekel. Facies de Slon-nord pîrîul Borviz.
Faciès de Slon-nord ruisseau Borviz.

Fig. 2. — Schelet de pește fosil din familia Percidelor nord pîrîul Borviz.
Squelette de poisson fossile de la familie de Percides nord ruisseau Borviz. Photo I. C. Bucur.

Planche XIII

Fig. 1. — Urme organice (amprente de bivalve). Strate de Turia-Valea Turia.
Traces organiques (empreintes de bivalves). Couches de Turia. Vallée de Turia.

Fig. 2. — Urme organice (Ammonitida) — Strate de Turia.
Traces organiques (Ammonitida) — Couches de Turia. Photo I. C. Bucur.

Planche XIV

Fig. 1. — Mecanoglife — flute-casts direcția curentului.
Valea Casin. Strate de Pucioasa-Fusaru — Oligocen.
Mécanogliphes — flute-casts direction du courant.
Vallée de Casin. Couches de Pucioasa-Fusaru — Oligocène.

Fig. 2. — Groove-casts în gresia de Cotumba-Tătaru. Valea Turia.
Groove-casts dans le grès de Cotumba-Tătaru. Vallée de Turia.

Fig. 3. — Groove-casts în gresia de Cotumba-Tătaru. Valea Turia.
Groove-casts dans le grès de Cotumba-Tătaru. Vallée de Turia. Photo I. C. Bucur.

Planche XV

Fig. 1. — 1. *Palorbitolina* sp., 2. *Gaudryina* sp., 3, *Recurvoides imperfectus* Hanzlikova, 4. *Plectorecurvoides irregularis* Geroch. Vîrsta : Barremian — Apțian. Complexul stratelor de Audia — orizontul șistos.
Age : Barrémien — Aptien. Complexe des couches d'Audia — l'horizon schisteux.

Fig. 2. — 1. *Hyperammina depressa* Vasicek, 2. *Reophax minuta* Tappan 3. *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, 4. *Recurvoides imperfectus* Hanzlikova, 5. *Trochammina* sp., 6. *Bathysiphon vitta* Nauss, 7. *Trochammina* ex gr. *depressa* Lozo, 8. *Verneuilinoides* sp. Vîrsta : Apţian-Albian. Strate de Ceahlău şi parţial strate de Palanca.

Age : Apţien-Albien. Couches de Ceahlău et partiellement couches de Palanca.

Planche XVI

Fig. 1. — 1. *Verneuilinoides borealis* Tappan, 2. *Recurvoides deflexiformis* (Noth), 3. *Plectorecurvoides alternans* Noth, 4. *Glomospira gordialis* (Parker şi Jones), 5. *Hyperammina gaultina* Dam., 6, *Dorothia filiformis* (Berhelin), 7. *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, 8. *Eggerella trochoides* (Reuss), 9. *Trochammina* sp. Vîrsta : Albian. Strate de Palanca-Teleajen. Strate de Toroclej.

Age : Albien. Couches de Palanca-Teleajen. Couches de Toroclej.

Fig. 2. — 1. *Dorothia filiformis* (Berthelin), 2. *Recurvoides deflexiformis* (Noth), 3. *Plectorecurvoides alternans* (Noth), 4. *Saccammina placenta* (Grzyb), 5. *Gaudryina grybowski* Neagu, 6. *Litoutuba incerta* Franke, 7. *Dendrophrya excelsa* Grzyb., 8. *Bathysiphon* sp., 9. *„Reophax" lenticularis* Grzyb. Vîrsta : Vraconian-Cenomanian (Strate de Cason).

Age : Vraconien-Cénomanien (Couches de Cason).

Planche XVII

Fig. 1, — 1. *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, 2. *Saccammina placenta* (Grzybowski), 3. *Hyperammina elongata* Brady, 4. *Glomospira charoides* (Jones şi Parker), 5. *Cyclammina amplectens* Grzyb., 6. *Cystammina pauciloculata* (Brady). Vîrsta : Eocen mediu-superior. Age : Eocène moyen-supérieur.

Fig. 2. — 1. *Nodosaria longircata* d'Orb., 2. *Globigerina bulloides* d'Orb., 3. *Globigerinoides trilobus* (Reuss), 4. *Globigerinoides conglobatus* (Brady), 5. *Globigerinoides rubriformis* Subbotina, 6. *Chilostomella ovoidea* Reuss. Vîrsta : Eocen terminal.

Age : Eocène terminal.

Planche XVIII

Fig. 1. — 1. *Saccammina placenta* (Grzyb.), 2. *Dendrophrya excelsa* Grzyb., 3. *Reophax duplex* Grzyb., 4. *Glomospira charoides* (Jones şi Parker), 5. *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), 6. *Haplophragmoides suborbicularis* (Grzyb.), 7. *Recurvoides deflexiformis* (Noth), 8. *Trochamminoides irregularis* White, 9. *Trochamminoides elegans* (Rzehak), 10. *Globigerinoides conglobatus* (Brady), 11. *Globigerina bulloides* d'Orb. Vîrsta : Eocen superior (Podu-Secu).

Age : Eocène supérieur (Podu-Secu).

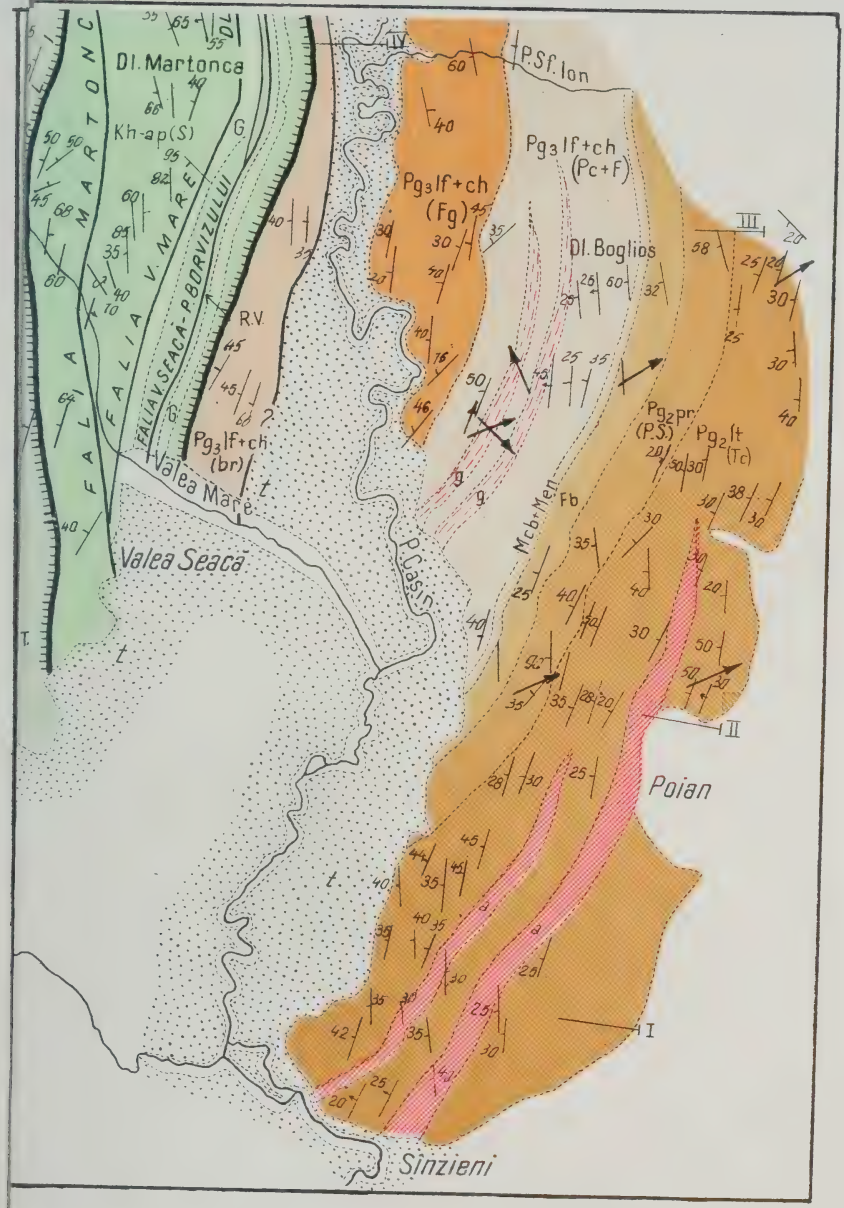
g. 2. — 1. *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, 2. *Glomospira charoides* (Parker și Jones), 3. *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (d'Orb.), 4. *Alveolophragmium rectulum* (Brady), 5. *Nodosaria* sp., 6. *Dentalina consobrina* d'Orb., 7. *Globigerina bulloides* d'Orb., 8. *Eponides umbonatus* (Reuss), 9. *Cassidulina marginata* Karrer, 10. *Pullenia bulloides* (d'Orb.), 11. Dinți de pești. Brecii în Oligocenul superior.
11. Dents de poissons. Brèches dans l'Oligocène supérieur.

Planche XIX

g. 1. — 1. *Globigerina bulloides* d'Orb., 2. *Anormmalina* sp., 3. *Rotalia* sp., 4. *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), 5. *Globigerinoides trilobus* (Reuss), 6. *Chilostomella* sp., 7. *Hyperammina elongata* Brady, 8. *Globorotalia scitula* Brady. Vîrsta : Oligocen (orizontul gresiei de Fusaru (bazal).
Age : Oligocène l'horizon du grès de Fusaru (basal).

g. 2. — Limita stratelor de Podu-Secu (PS) cu gresia de Tarcău (G.T.) la est de Valea Casinului.
Limite des couches de Podu-Secu (PS) avec le grès de Tarcău (G.T.) à l'est de la vallée de Casin.

g. 3. — Detalii structurale în șisturile negre din valea Casinului.
Détails structuraux dans les schistes noirs de la vallée de Casin.



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

C. BUCUR

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII TURIA - CASIN

0 250 500 750 1000 m

LEGENDA

PALEOGEN

CUATERNAR
1 Aluviuni
2 Terase
3 Pornituri
4 Grohotişuri

5 ∞ Erupţiuni andezitice

UNITATEA MEDIO - MARGINALĂ

LATTORFIAN CHATIAN
6 br Facies de Slon - brecii
7 Vn Strate de Vineţişu
8 Fg Orizontul gresiei de Fusaru
9 Pc+F g Strate de Pucioasa - Fusaru; g - gresii
10 Mcb Men Marnocalcare bituminoase şi menilite
11 Fb Orizontul bazal al gresiei de Fusaru

PRIABONIAN
12 PS Orizontul stratelor de Podu - Secu

LUTEŢIAN
13 Tc g Orizontul gresiei de Tarcău a - argile

CRETACIC

CENOMANIAN INF.
ALBIAN
HAUTERIVIAN - APŢIAN

UNITATEA DE AUDIA
R V 14 K.cm Orizontul argilelor roşii şi verzi cu tufite
G 15 K.al Orizontul gresiilor glauconitice
S 16 Kh-ap Orizontul şistos

UNITATEA DE TOROCLEJ
ALBIAN - CONIACIAN
S T 17 K(br²ap²al-co) Strate de Toroclej

UNITATEA DE MACLĂ - ZAGON
(TURONIAN ?) CENOMANIAN VRACONIAN (ALBIAN ?)
S C 18 K(al?Vr-cm(Tu)) Strate de Caşon

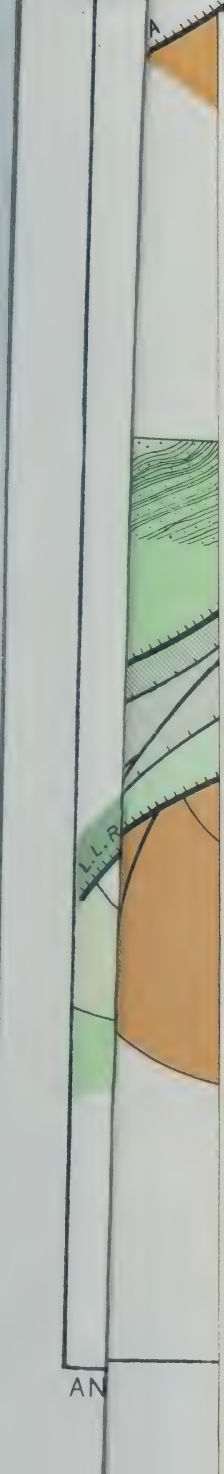
UNITATEA DE PALANCA - TELEAJEN
CENOMANIAN SUP TURONIAN MEDIU
L R 19 Kcm-tu(sn) g Strate de Lutu Roşu; a - argile roşi
VRACONIAN SUP CENOMANIAN MEDIU
S TA 20 Kvr-cm Strate de Turia
ALBIAN TERMINAL (?) VRACONIAN MEDIU
S CT 21 Kal-vr cgl Gresia de Cotumba - Tătaru
ALBIAN - APŢIAN SUPERIOR
G BP 22 Kap-al g Strate de Bela - Petricenii; g - gresii

UNITATEA DE CEAHLĂU
ALBIAN - APŢIAN
23 Kap-al cgl Flişul de Sînmartin - Bodoc; cgl - conglomerate

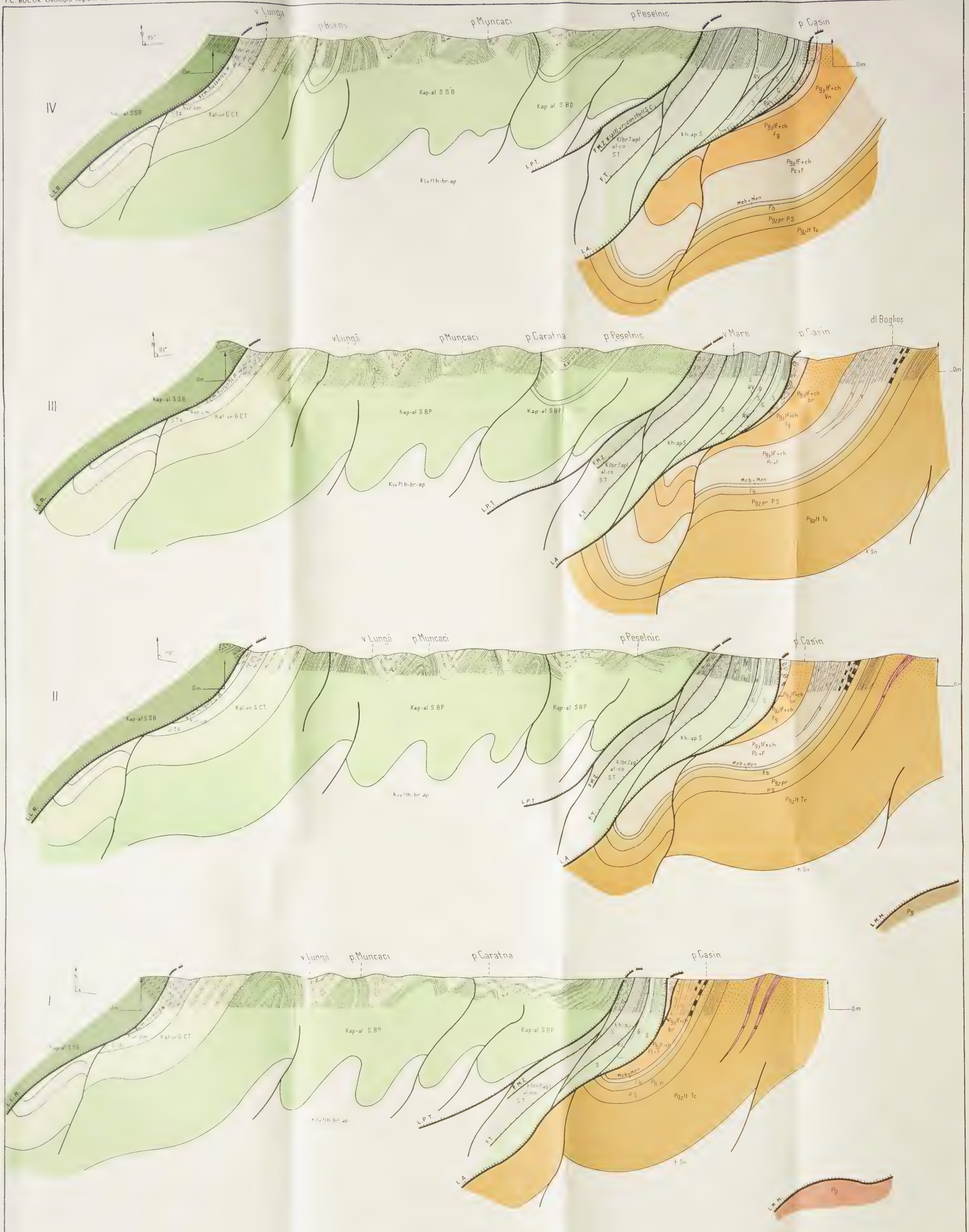
24 Linie de şariaj
25 Falie cu plan de şariaj
26 Falie în zona de cute Solz
27 Cută anticlinală cu flancuri normale
28 Cută anticlinală cu flanc răsturnat
29 Cută sinclinală cu flancuri normale
30 Cută sinclinală cu flanc răsturnat

31 60 Punct de observaţie cu poziţie de strat normală
32 40 Punct de observaţie fără poziţie de strat
33 60 Punct de observaţie cu poziţie de strat răsturnată
34 35 Punct de observaţie cu poziţie de strat nesigură
35 Traseul secţiunilor
36 Direcţii de curent
37 F Puncte macrofaunistice noi
38 Punct macrofaunistic citat în literatură

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.


A
L.L.R.
AN

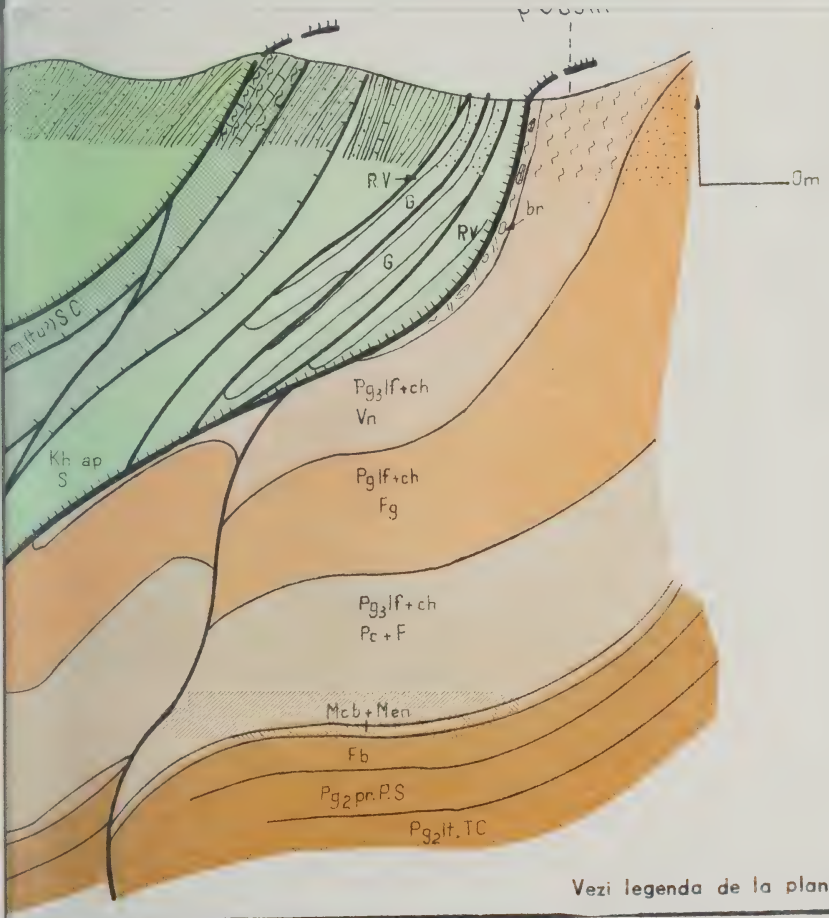
SECŢIUNI GEOLOGICE TRANSVERSALE PRIN REGIUNEA TURIA – CAŞIN



Vezi legenda de la planşa I

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

CASIN



Vezi legenda de la planșa I

Imprim. Atel. Inst Geol. Geof

BUCUR

SECȚIUNI GEOLOGICE TRANSVERSALE PRIN REGIUNEA TURIA - CASIN

Vezi legenda de la planșa I

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

I.C.BUCUR

COLOANE STRATIGRAFICE ÎN REGIUNEA TURIA–CASIN

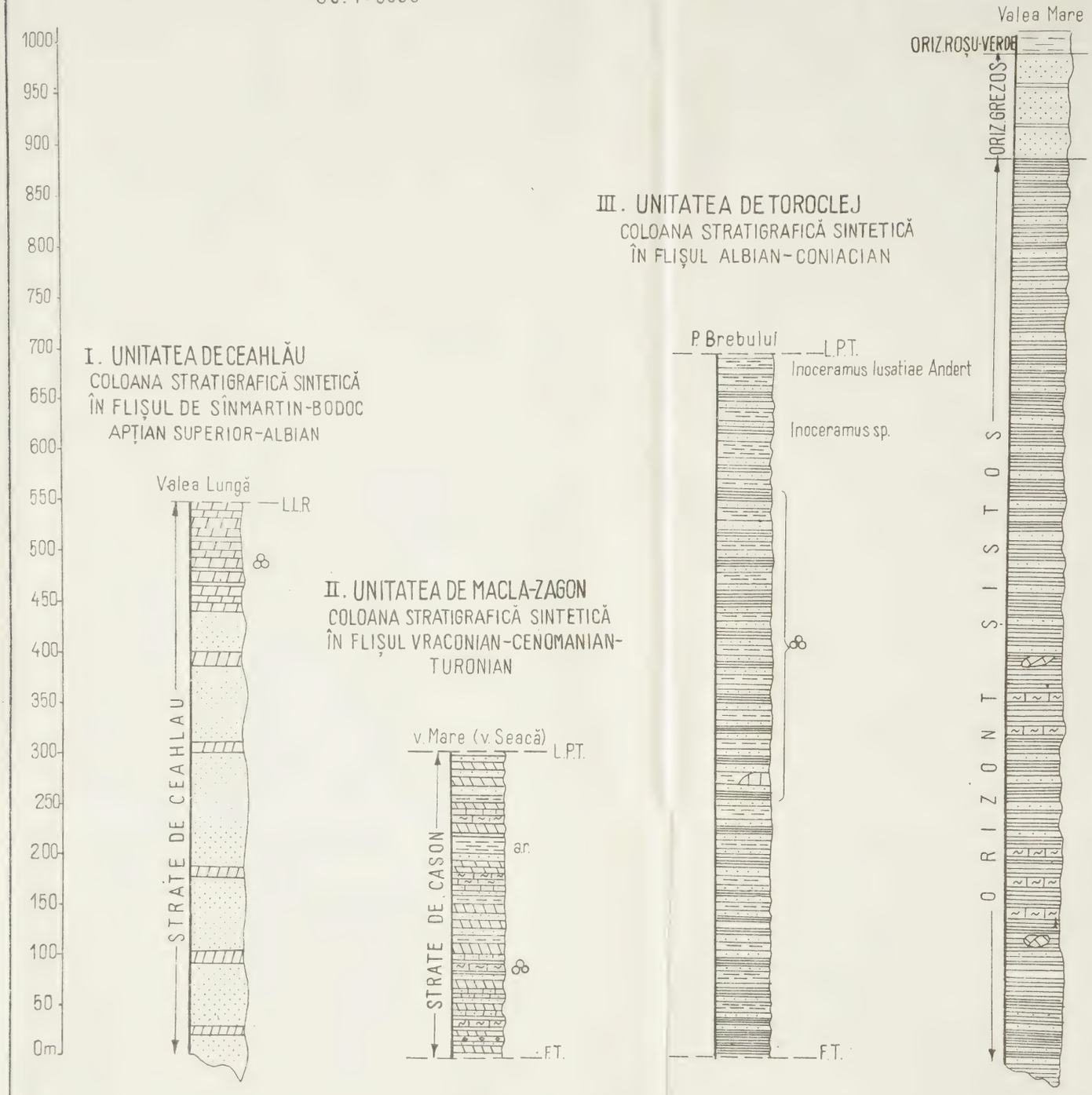
SC. 1:5000

IV. UNITATEA DE AUDIA
(ȘISTURILE NEGRE)
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ
ÎN FLIȘUL VALANGINIAN(?)-HAUTERIVIAN
CENOMANIAN INFERIOR

III. UNITATEA DE TOROCLEJ
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ
ÎN FLIȘUL ALBIAN–CONIACIAN

I. UNITATEA DE CEAHLĂU
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ
ÎN FLIȘUL DE SÎNMARTIN-BODOC
APȚIAN SUPERIOR-ALBIAN

II. UNITATEA DE MACLA-ZAGON
COLOANA STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ
ÎN FLIȘUL VRACONIAN–CENOMANIAN-
TURONIAN



L E G E N D A

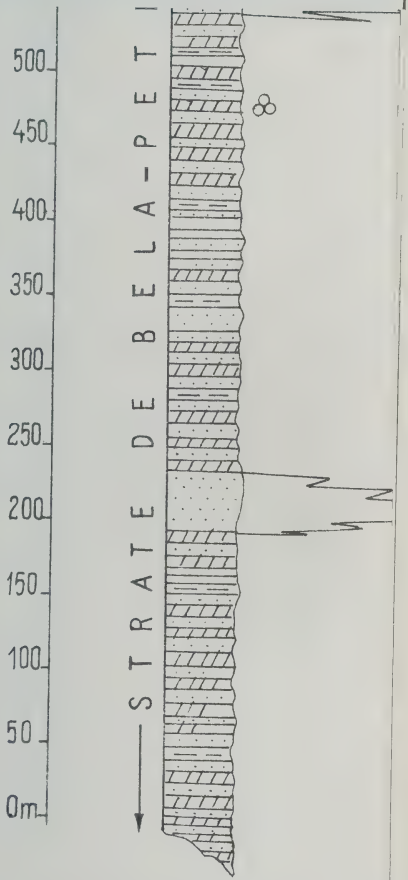
1 Marne
2 Marne calcaroase
3 Marnocalcare (sferosiderite)
4 Calcare marnoase
5 Argile negre
6 Argile ardeziene
7 Argile roșii și verzi
8 Brecii
9 Gresii
10 Gresii cu stratificație convolută
11 Grezocalcare
12 Calcare siderítice
13 Calcare sferosideritice
14 L.L.R. Linia Lutul-Roșu
15 L.P.T. Linia Palanca-Teleajen
16 F.T. Falia Toroclej
17 a.r. Argile roșii
18 Microfaună

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

UNITATEA

COLOANE STRATIGRA

ALBIAN -

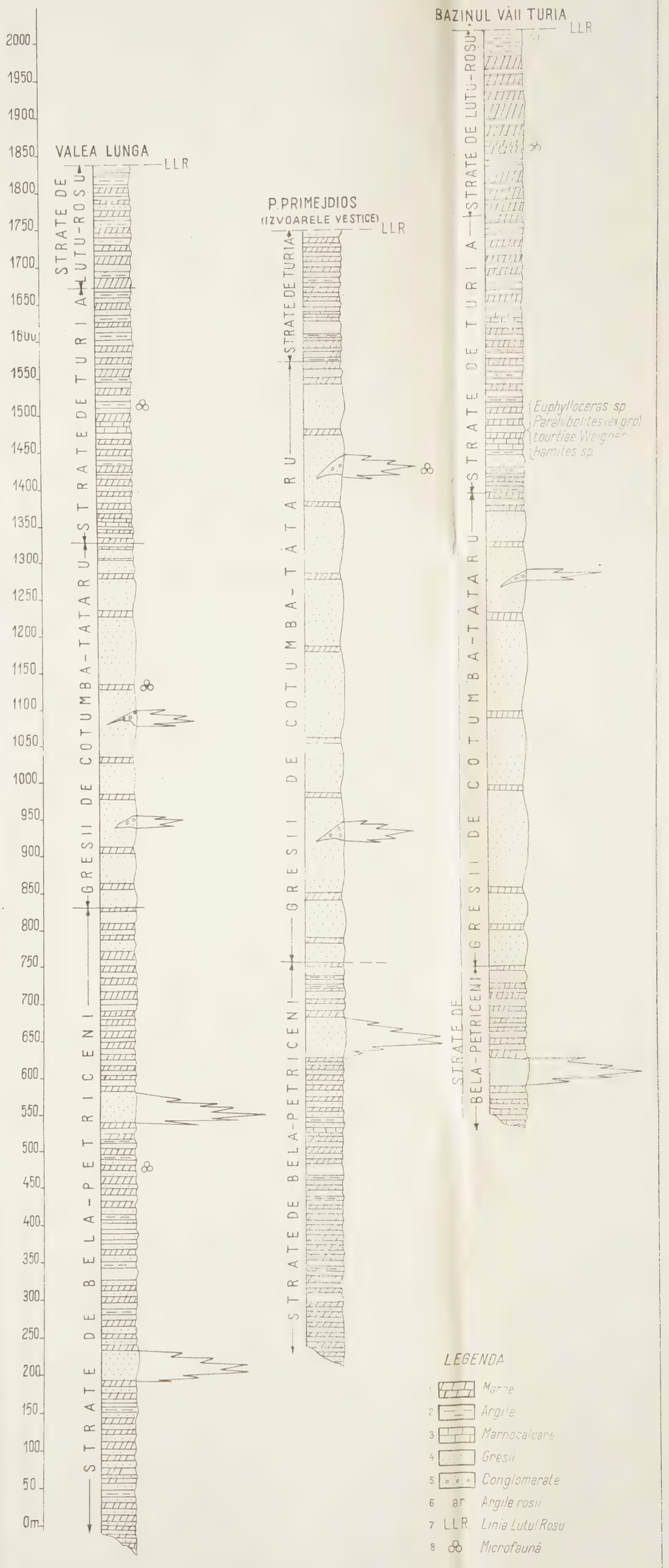


I. C. BUCUR

UNITATEA DE PALANCA - TELEAJEN

COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE IN FLIȘUL APTIAN SUPERIOR ALBIAN – CENOMANIAN – TURONIAN MEDIU

SC. 1:5000



Imprim. Atel. Inst. Geol. C.

I.C.BUCUR

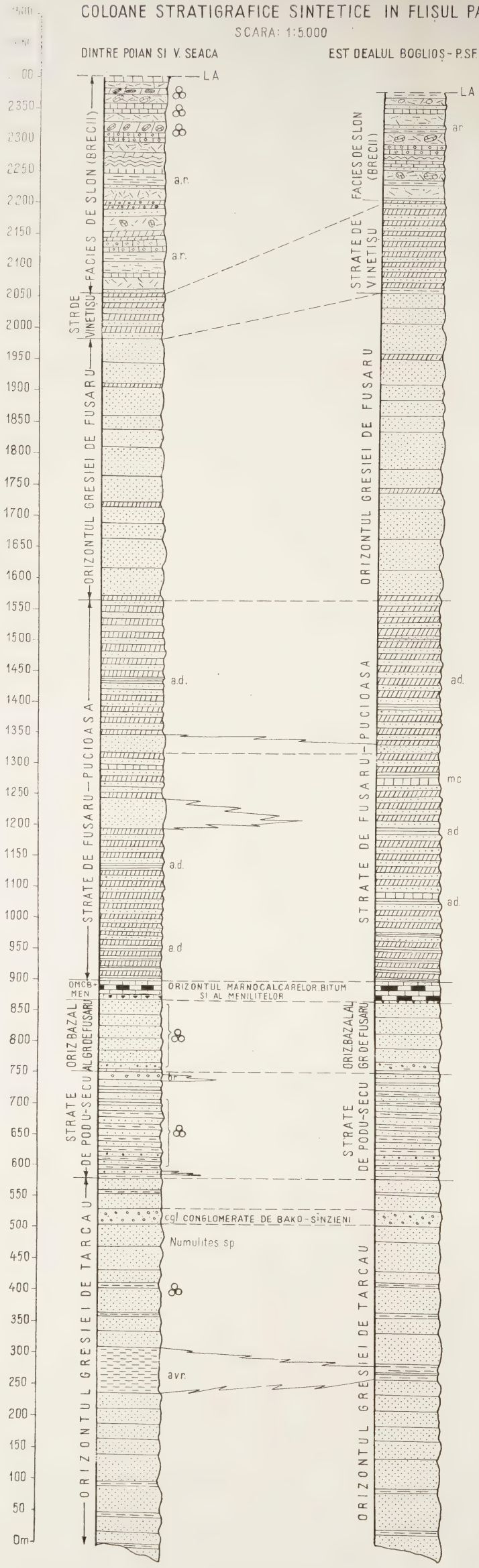
UNITATEA MEDIO-MARGINALA

COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE IN FLIȘUL PALEOGEN

SCARA: 1:5.000

DINTRE POIAN SI V. SEACA

EST DEALUL BOGLIOȘ - P. SFION - V. CAȘIN



LEGENDA

1		Marne	12		Pietrișuri și nisipuri
2		Argile	13		Gresii
3		Marne cu incluziuni sedimentare heterogene	14		Conglomerate
4		Marnocalcare	15	a.r.	Argile roșii
5		Marnocalcare bituminoase Menilite	16	a.r.v.	Argile roșii și verzi
6		Marnocalcare brecioase	17	a.d.	Argile disodilice
7		Marnocalcare cu incluziuni de marnocalcare heterogene	18	m.c	Marnocalcare
8		Marne, argile și gresi	19	cgl.	Conglomerate
9		Brecii	20	br	Brecii
10		Brecii calcaroase	21	L A	Linia Audia
11		Argile disodilice	22		Microfaună

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

UNITATEA MEDIO-MARGINALA

COLOANE STRATIGRAFICE SINTETICE IN FLISUL PALEOGEN

SCARA 1:5000

DINTRE PRAHOVA SI VALEA DOAMNEI - PSTFON-VADU

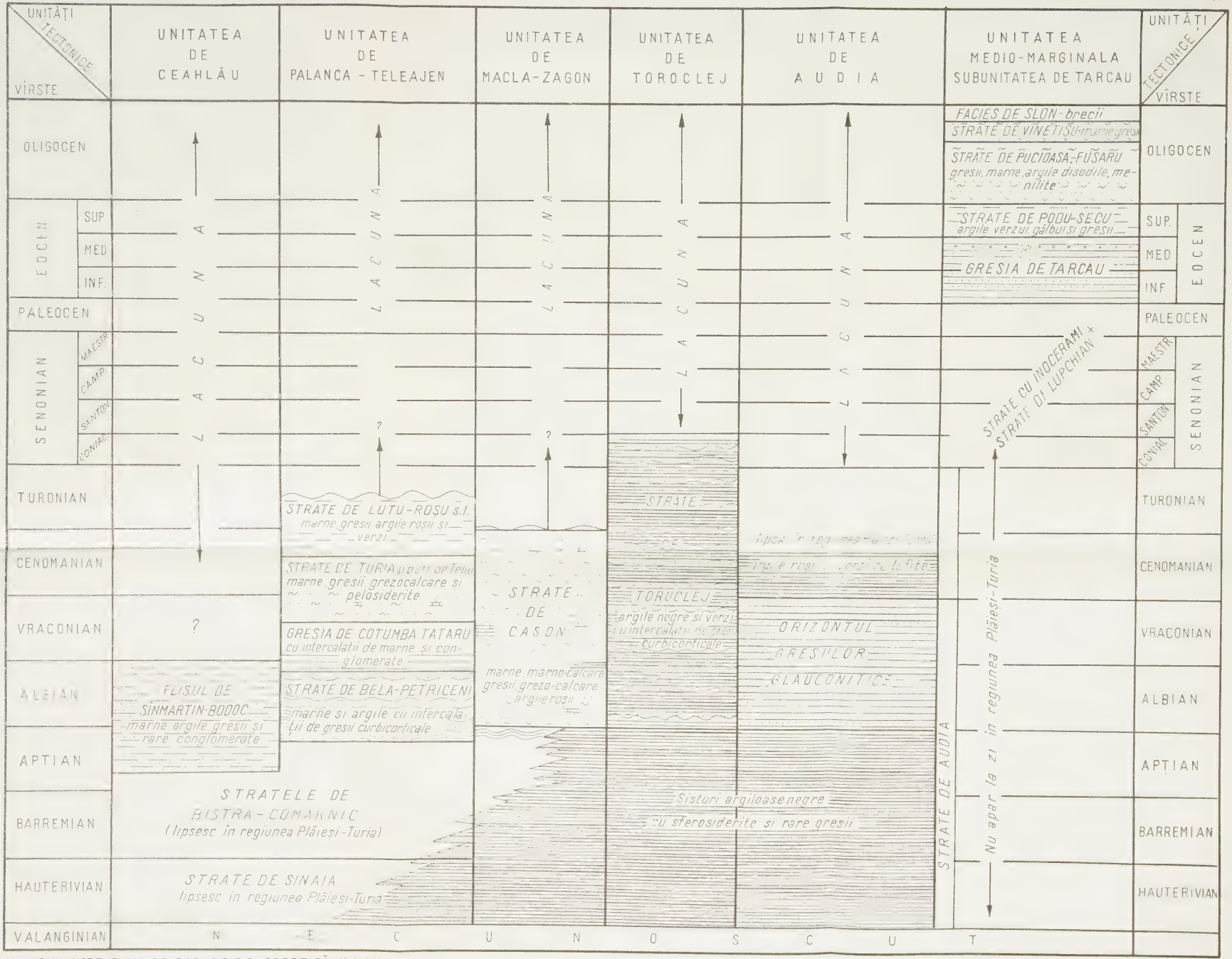
EST DEALUL BOBOLIS

PALEOGENE

Pl. VI

ATEA E	UNITATEA MEDIO-MARGINALA	UNITĂȚI ONICE

ORIZONTAREA ȘI FACIESURILE DEPOZITELOR CRETACICE ȘI PALEOGENE DIN REGIUNEA TURIA-CASIN



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof

PETROGRAPHIC STUDY OF THE EASTERN PART OF THE VLĂDEASA ERUPTIVE MASSIF [1]

BY

AVRAM ŞTEFAN [2]

---

anatites. Paleogene 1. Petrographic nomenclature. Geological structure. Subvolcanic cks. Modal composition. Petrochemistry. Petrogenesis. Magmatism evolution. lădeasa Massif. Bihor Unit

Sommaire

L'étude pétrographique de la partie orientale du massif ruptif de Vlădeasa. Dans le cadre du complexe volcano-plutonique de lădeasa on a établi la succession et le mode de mise en place des volcanites et s subvolcanites superficielles, dans un premier cycle, et des corps hypoabyssi-ues ou plutoniques, dans le deuxième. Plusieurs variétés d'andésites, de dacites de rhyolites, suivies — peu de temps après — par des intrusions de quartz-icrodiorites, granodiorites, granites, ainsi que par leurs variétés porphyriques, nt été mises en place successivement sur un soubassement cristallino-mésozoïque rtement tectonisé (le grabben de Vlădeasa). Les andésites forment, d'une part, s dykes le long des fractures délimitant le massif éruptif de Vlădeasa et, de utre part, des coulées de laves superposées aux dépôts du Coniacien supérieur-aastrichtien inférieur ; les effusions ne sont pas accompagnées par de produits roclastiques. Les dacites constituent : 1) des nappes intrusives superficielles à ible pendage, localisées au niveau de la surface délimitant les formations séno-ennes de celles permiennes et 2) des dykes mis en place sur d'anciennes fractures ériphériques du grabben de Vlădeasa et sur d'autres surfaces de discontinuité, tuées à l'intérieur du massif éruptif. Le mode de gisement des rhyolites est assez

---

[1] Thesis of doctor's degree maintaind on April 26, 1977 at the University Bucharest ; paper received on May 16, accepted for publication on September 24, 1977.

[2] Institutul de geologie şi geofizică, str. Caransebeş 1, Bucureşti.

varié. Bien que les rhyolites du corps principal de Vlădeasa (situées dans la zon centrale du complexe éruptif) fussent mises en place, pour la plupart, sous de conditions subvolcaniques, elles présentent fréquemment des caractères texturau et structuraux ignimbritiques. Les observations minéralogiques et les donnée géochimiques soutiennent l'hypothèse qu'aussi bien les roches plutoniques e hypoabyssiques du deuxième cycle que les volcanites du premier cycle auss proviennent du même magme chalcoalcalin. Issue d'un réservoir magmatiqu principal, plus profond, une partie du magma à caractère granodioritique en trai de différenciation est montée assez vite aux niveaux supérieurs de la croûte, où i y avaient des conditions favorables à la formation d'un réservoir intermédiair d'où proviennent les volcanites du premier cycle. Après un certain temps, l magma du réservoir principal commence lui-aussi à monter, mais plus lente ment, engendrant ainsi les quartzmicrodiorites, les granodiorites. les granites e leurs variétés porphyriques. Ces roches plutoniques et hypoabyssiques traversen les produits volcaniques. Les données géochimiques et minéralogiques montren que les lamprophyres qui marquent la fin du magmatisme banatitique des massif de Bihor et de Vlădeasa ont une autre source magmatique par rapport à ce derniers.

CONTENTS

I. Introduction 21
II. Pre-Eruptive Evolution of the Eastern Part of the Vlădeasa Massif . . 21
A. Mesozoic Crystalline Basement 21
B. Tectonic Remarks 21
III. Nomenclature Problem of the Subvolcanic Rocks 22
IV. Vlădeasa Volcano-Plutonic Complex 22
A. Geological Structure of the Eastern Part of the Vlădeasa Igneous Massif and the Age of Magmatites 22
1. Andesites 22
2. Dacites 22
3. Rhyolites 23
4. Microgranitic Rhyolite Rocks 23
5. Granophyre Rocks 23
6. Porphyritic Quartz Microdiorite Rocks 23
7. Granodiorite Porphyry Rocks 24
8. Porphyritic Microgranite Rocks 24
9. Granite and Granodiorite Rocks 24
10. Lamprophyre Rocks 24

B. Relationships between the Rocks of the East Vlădeasa Igneous Massif and the Neozoic Sedimentary Formations 243

V. Mineralogical and Physiographic Characteristics of the East Vlădeasa Banatite Rocks 244

A. Andesites 244

1. Pyroxene and Hornblende Andesite 244
2. Amphibole Andesite 246

B. Dacites 248

1. Lunca Dacite 248
2. Vişag Dacite 249
3. Mărgăuţa Dacite 251

C. Rhyolites 251

1. Zărna Rhyolite 251
2. Ciripa Rhyolite 252
3. Vlădeasa rhyolite 252

D. Microgranitic Rhyolite 256

E. Granophyre Rocks 257

F. Porphyritic Quartz Microdiorite 258

G. Granodiorite Porphyry 259

H. Porphyritic Microgranite 260

I. Granite and Granodiorite 261

J. Lamprophyre 263

VI. Geochemical Characteristics of the Banatite Rocks from the Eastern Part of the Vlădeasa Massif 267

VII. Products of Thermal and Metasomatic Metamorphism 287

VIII. The Position of the Igneous Rocks of the Vlădeasa Volcano-Plutonic Complex within the Banatitic Magmatism 290

IX. Petrogenetic Considerations 295

A. Discussions on Forming Temperature of Granite 295

B. Origin and Evolution of Magma 300

X. Economic Perspective in the Eastern Vlădeasa Massif 311

Acknowledgements 313

References 314

I. INTRODUCTION

The eastern part of the Vlădeasa Massif we investigated between 1965—1970 is bordered westward by the Drăganului Valley and represents an area of over 350 km^2.

The eruptive rocks of the Vlădeasa Massif we dealt with were summarily described in the relevant literature of the last century and were till nowadays unequally studied.

The general and detailed works published by Szádeczky (1904, 1906, 1915, 1930) and especially the thorough study of the Vlădeasa banatitic rocks carried out by Giușcă (1950) brought an important contribution to the deciphering of the massif structure and the evolution of the magmatism. In spite of all these previous researches for those zones not sufficiently studied, as well as for an unitary image on the whole eruptive massif, new investigations were necessary.

The thorough researches (scale 1:10,000) we carried out in the eastern part of the eruptive massif, as well as those made by Istrate (1965—1970) westward of the Drăganului Valley, led to a better knowledge of the region and to an ensemble, generally unitary image, regarding the evolution of the Vlădeasa banatitic magmatism.

The establishing, within the Vlădeasa volcano-plutonic complex, of the succession, morphology, as well as the mode of emplacement of volcanites, shallow subvolcanites and hypoabyssal or plutonic bodies, on the one hand, and of their relationships with the Cretaceous rocks, on the other hand, offers new elements regarding the evolution of the banatitic magmatism from the Apuseni Mountains.

II. PRE-ERUPTIVE EVOLUTION OF THE EASTERN PART OF THE VLĂDEASA MASSIF

A. Mesozoic Crystalline Basement

The Vlădeasa eruptive massif, emplaced within a tectonized zone (Plate I) comes into contact with different terms of the older crystalline formations and of the Permo-Mesozoic cover.

The crystalline schists, widely developed north-westerly and south-easterly of the eruptive massif, also appear southwards as isolated outcrops (Seaca Valley and Crăciunului Valley), as well as eastwards, at Morlaca.

The rocks of the Someș series, which have been mostly metamorphosed within the almandine-bearing amphibole facies (Winkler, 1966), are lithologically represented by micaschists, garnet micaschists, paragneisses, quartzites, amphibolites, amphibole schists, and very seldom by crystalline limestones (see the geological maps, scale 1:50,000, sheets Ciucea and Stîna de Vale).

The metamorphosed rocks with greenschist facies represented by quartz-schists, sericite-chlorite schists with intercalations of quartzo-sericite schists and quartzites (Arada series) unconformably overlie the

schists of the Someș series (Dimitrescu, 1965; Cîmpeanu and Cîmpeanu, 1968; Ignat, 1973; Ștefan et al., 1974). On the geological map, scale 1:50,000 (Plate II), some outcrops occur along the Drăganului Valley, south of Lunca Vișagului.

The greenschists of Lower Carboniferous age consisting of quartzo-chlorite phyllites, grey greenisch in colour, were encountered southerly in the Muncelu Mare Summit and in the upper basins of the Firii and Arsă valleys.

The Permian, which is better represented near the western boundary of the researched region, also appears in the southern part of the massif, in the basins of the Firii and Seaca valleys.

In the western extremity of the eruptive massif, starting from Lunca Vișagului northwards, the Drăganului Valley is crossing on about 3 km a wild region with cliffs made up mostly of sedimentary deposits and less of rhyolite welded tuffs.

The sedimentary deposits represented by breccias and coarse conglomerates are made up of fragments of white-milky quartz of 1—10 cm in size, beside angular micaceous and quartzitic schists embedded in a reddish-violaceous sandy clayey matrix; seldom transition to finer microconglomeratic rocks and sandstones exhibiting an obvious stratification could be noticed.

The brecciated conglomerates from the southern part of the region near the Firii Valley spring present petrographical and structural characters similar to the rocks of the Drăganului Valley, whereas the brecciated aspect is much diminished in the outcrop from the Poduri Valley spring, north of Nimoiasa.

The rhyolite welded tuffs described in the Vlădeasa massif as Permian quartz porphyries (Giușcă, 1950) outcrop only north-west of the researched region, covering the Permian coarse breccias and conglomerates. North of the Vlădeasa massif, starting from the latitude of the Măgura Vișagului Hill, northwards the dacite includes rhyolite welded tuff xenoliths of various sizes, which could sometimes be mapped. Szádeczky (1915) pointed out a „rhyolite cover", which appears especially in the summit concordance north of Trăinis and the mentioned that this one was pierced by the „dacite andesites." Later on Giușcă (1950) separated on the map and defined the main occurrences as quartz-porphyries.

The rock grey or reddish in colour usually appears as fine banded and very seldom massive. Macroscopically, one may often notice alternances of fine millimetric or submillimetric bands, of white or grey or white and pinkish colour, which suggest, at a small scale, a flowing structure. Sometimes these „flowing lines" are microfolded.

Microscopically the rocks are consisting of granular quartzitic bands of lighter colour in alternance with grey glassy or cryptocrystalline bands. Sometimes in a grey cryptocrystalline groundmass with rare nuclei of incipient pseudospherulitic devitrification, one may distinguish discontinuous or lens-like bands with parallel disposition which give the rock an obvious eutaxitic structure. Very often the high devitrifica-

tion diminishes the primary eutaxitic character and the rock gets a granophyric aspect. In some thin sections resulted from less compact and devitrified rocks glass fragments, in places partly devitrified, with X and Y characteristic contours could be noticed. The rock is poor in phenocrystals (< 5 per cent), which are represented by oligoclase, quartz and seldom by biotite, usually fissured, broken and sometemes corroded by the groundmass.

Mantea et al. (1965)[3] describe the quartz porphyries in the basement of the violaceous-reddish conglomerates from the Someşul Cald spring.

In the Bihor Autochthon of the Pădurea Craiului Mountains, Patrulius (1972) shows that the rhyolite pyroclastites are interbedded in the upper part of the breccias with elements of crystalline schists, in his opinion of Middle Permian in age, and correlates them with the „tuffaceous series" from the Codru Nappe system assigned by Bleahu (1963) to the Upper Permian.

Within the Vlădeasa massif the welded tuffs overlie the Permian breccias and conglomerates meanwhile in Bihor the quartz-porphyries are interbedded in the upper part of Permian breccias of the Bihor Autochthon, or within the tuffaceous series of the Codru Nappes (Bleahu, 1963; Bleahu and Dimitrescu, 1964; Bleahu et al., 1968).

The textural and structural features of the Vlădeasa quartz porphyries belong to strongly devitrified welded tuffs. Supposing that they are synchronous and identical to the ones mentioned in Bihor (therefore with large extent) their genesis could be explained by the ash flowing mechanism (Smith, 1960), the final products being assigned to ignimbrites (according to Cook, 1966).

A handspecimen of a devitrified welded tuff, with outstanding eutaxitic character, picked up from the confluence of the Drăganului and Vişag valleys, shows the following chemical composition (Tab. I).

On the *QAP* diagram (Streckeisen, 1967) the rock projects in the dacite field and according to Rittmann's diagram (1963) in the sodic rhyolite field.

Because we were not especially interested in the study of the Triassic and Jurassic deposits, these ones are merely mentioned.[4]

The Triassic less developed, occurs only in the southern part of the region and is represented by clayey Werfenian schists and quartzitic sandstones (Lupu et al., 1971),[5] limestones and dolomites Medium and Upper Triassic in age (Mantea et al., 1965)[6].

Within the upper basin of the Drăganului Valley green-spotted violaceous clay-sandy schists are found; they are strongly contorted

[3] Arch I.G.G., Bucureşti.

[4] Detailed description and age determination of Mesozoic deposits are made by Kräutner (1944) and Dragoş (1971).

[5] Arch. I.G.G., Bucureşti.

[6] Ibidem 3.

TABLE 1

Chemical composition of the rhyolite welded tuff (quartz porphyry) from the Drăganului Valley (Vlădeasa massif)

Oxides	%	Niggli parameters	Normative minerals and *QAP* parameters
SiO_2	74.80	si = 415	ap = 0.1
Al_2O_3	13.30	al = 43.4	or = 19.5
Fe_2O_3	1.58	fm = 15.7	ab = 36.8
FeO	0.35	c = 5.8	an = 2.5
MnO	0.06	alk = 35.1	mt = 0.8
MgO	0.90	h = 4.66	ht = 1.0
CaO	0.97	k = 0.33	c = 1.6
Na_2O	4.36	mg = 0.46	hy = 2.2
K_2O	3.30	c/fm = 0.37	
P_2O_5	0.02	w = 0.79	%
CO_2	0.34	*Q* = 47.0	*Q* = 37
S	0.15	*L* = 38.3	*A* = 21
H_2O	0.25	*M* = 4.7	*P* = 42

Analyst: Giovana Zăvoianu, I.G.P.S.M.S.

and subsequently hydrothermally affected with epidote veinlets and impregnated with sulphides. Upstream, towards the bifurcation of the Drăganului Valley white or pinkish quartzitic sandstones are found, with scarce veinlets of hydrothermal quartz.

A small occurrence of pink quartzites appears near the Seaca Valley spring, under the „Între Munți" saddle.

Limestones of black colour, usually stratified in thin bands and frequently crossed by calcite joints were encountered in the Stanciu Valley basin. South of the Piatra Grăitoare, the limestones interbedded with marly-limestones with well developed fissility are found in tectonic contact with massive white limestones of Jurassic age.

In two small outcrops, south of the „Între Munți" saddle and along the left side of the Moara Dracului Valley, the Triassic limestones have undergone thermic metamorphism, which changed them into marbles.

The Jurassic, much more represented, occurs in the south and west part of the studied region.

The Lower Jurassic conglomerates, less developed and with elements of white or pinkish quartz and of crystalline schists, are found nearby the bifurcation zone of the Stanciu Valley. South-westerly, in the upper course of the Arsă Valley, the conglomerates pass either towards reddish or greyish sandstones or towards platty cleavage sandy clay of red-brick colour. The level of red breccious limestones with calcite veinlets from the lower course of the Arsă Valley is probably of Middle Jurassic age.

The Upper Jurassic white massive limestones, most of them plotted on the maps of the previous researchers, are well developed in the basin of the Stanciu Valley and less in the basin of the Drăganului Valley. Due to the metamorphism in the vicinity of the intrusive bodies the Jurassic limestones become saccharoid-gritty marbles (e.g. the Seaca

Valley, Pietrele Albe, west of Piatra Grăitoare, the Drăganului Valley and Alunu). The limestones which are included as elements in the Senonian conglomerate, are slightly moved off, giving cavernous aspect to the rock (the Cetățuia Valley).

In connection with the limestone occurrence from the right slope of the Nimoiasa Valley two lenses of metamorphosed bauxite are known (Giușcă, 1950).

The reduced outcrops of Jurassic limestones found north of the Sulița summit, at the Drăganului Valley springs and west of Piatra Senilor, as well as their presence as xenoliths within the rhyolite mass prove an area of development larger than that we could observe recently. The Senonian deposits which cover them, the fractures which separate them in compartments, as well as the products of banatitic magmatism partly conceal the Jurassic limestones from the central and south zone of the Vlădeasa massif.

The Cretaceous, namely its upper part (Senonian) is the best represented in the region. The Senonian formations are found all over the Vlădeasa massif and unconformably overlie the crystalline schists or the older sedimentary deposits (Permian, Triassic or Jurassic).

The Senonian deposits, which are compartmentalized by the Laramian fractures, partly covered by the banatitic magmatites or mostly removed by the erosion, appear like islands. Very often the Senonian is represented only by some of its sequences.

Our field researches proved that the Senonian sedimentary deposits cover wider and more numerous areas than those mentioned by some previous researchers (Primics, 1889; Pálfy, 1914; Szádeczky, 1915; Kräutner, 1944; Giușcă, 1950; Giușcă et al., 1969; Dragoș, 1971). Nevertheless according to Mantea et al. (1965)[7] the Senonian deposits are mapped as too large areas.

We were much concerned with a proper mapping of the Senonian deposits in the deciphering of their relationships with the eruptive bodies. Mantea et al., (1965)[8] and Dragoș's works were of great help in establishing the moment when the magmatism started in the region. The small occurences of Senonian deposits in the northern part of the region — namely the Valea Drăganului and Bologa localities —, as well as their presence as xenoliths in the dacite prove a larger northwards distribution coming close to the Mezeș Mountains.

The Senonian deposits appear as various facies in the Vlădeasa massif. Generally, from the succession of the Senonian detrital rocks different terms could outcrop. The presence of flora and fauna only in some outcrops, limited number of openings for the whole sequence, as well as the phenomena which took place in connection with the emplacement of the magmatic rocks, make difficult the deciphering of the Senonian stratigraphy and the strict age determination of the magmatic episodes.

[7] Ibidem 3.

[8] Ibidem 3.

The difficulties as those above mentioned determined Dragoș (1971) to describe thoroughly and to separate the Senonian deposits for each of the five outcrops with their fauna from the east part of the Vlădeasa massif. As a result of the detailed study of these outcrops and relying on a rich list of fauna, the author reaches the conclusion that the Senonian deposits begin with the Upper Coniacian and continue till the Lower Maetrichtian inclusively. Thus on the Tîmnii Brook, right affluent of the Cetățuia Valley, downstream the main bifurcation of the valley, the author separates: a detrital coarse horizon in the lower part followed by the reefal neritic horizon, a clayey-sandy horizon and a clayey-marly horizon. The coarse detrital horizon, directly overlying the Crystalline, begins with light-greyish „microbreccious sandstones" interbedded with black schistose marls, with remnants of plants, over which the coarse polygene conglomerates lie in the continuity of sedimentation. The conglomerates are passing to hard coarse sandstones stratified in plates, and ends with a pile of greyish-reddish heterogenous microconglomerates. The calcareous sandy basal level with mollusca from the reefal neritic horizon together with the detrital horizon lacking in fauna but with flora remnants belong to the Upper Coniacian-Lower Santonian. The reefal calcareous level with rudists, as well as most of the clayey-sandy horizon are Upper Santonian-Lower Campanian in age. The upper part of the clayey-sandy horizon, as well as the clayey-marly horizon correspond to the Upper Campanian-Lower Maestrichtian. The doubtless presence of Lower Maestrichtian is confirmed by Dragoș (1971) by the specific species of *Discoscaphites constrictus* Sow., *Baculites* cf *anceps* d'Orb., etc. The succession of Senonian deposits ends along the Tîmnii Brook, with silicified nonfossiliferous marly clays, affected by the rhyolite eruptions. Thus it results a continuity of sedimentation from the Upper Coniacian till Lower Maestrichtian at least. It is to be underlined that the rhyolites, which affect the upper part of the Maestrichtian, pierce the described Senonian succession and even its lower part, being responsible for the breccious and tuffaceous aspect of the basal „breccious sandstones."

The second outcrop rich in fauna, known in the relevant literature (Primics, 1889; Pálfy, 1914) and more recently mentioned by Mantea et al. (1965)[9], is found on the left slope of the Seaca Valley, south of Piatra Grăitoare. Dragoș (1971) separates two horizons in this area: 1) a coarse detrital horizon with a basal conglomeratic level and a microconglomeratic synchronous with a coarse detrital horizon from Tîmnii Brook of Upper Coniacian-Lower Santonian age, 2) a second horizon, intermediary detrital, sandy and rich in fauna, is assigned to Upper Santonian-Lower Maestrichtian. At the upper part of the Senonian, Mantea et al. (1965)[10] separated a volcanic breccia with large elements of eruptive rocks and Kräutner (1944) described „breccias with large blocks of eruptive material," which are interbedded

[9] Ibidem 3.
[10] Ibidem 3.

in the upper part of the Cretaceous ; gradually the eruptive material predominates, including the Cretaceous sedimentary material. As a consequence the boundary of the Upper Cretaceous and the eruptive is not clear-cut, therefore it is drawn arbitrarily on the map, a fact underlined by Giuşcă (1950). It is to be mentioned that the „gradual trasition" towards the Cretaceous deposits from the eruptive formations took place not only through the massive breccias but also through microbreccias and tuffs as shown by Pálfy (1914) for the Remeți basin and Meziad basin. It is to be pointed out that these „gradual transitions" from the sedimentary rocks to the eruptive took place only in the case of the presence of rhyolites, seldom dacites ; such gradual transitions never occur between andesites and sedimentary deposits. We also underline that both Kräutner (1944) and Mantea et al. (1965) [11] noticed that, in the basin of the Someșul Cald Valley, the andesites from the Bohodei Nimoiasa Plateau (south of the Vlădeasa massif) lie over the Senonian breccias, which according to the mentioned authors, represent the gradual transition between the Cretaceous deposits and rhyolites. As it is doubtless that the andesites were emplaced before rhyolites and as „gradual transitions" between the Senonian deposits and rhyolites do not appear only at the upper part of the Senonian rocks, but also at its other levels, it could be supposed that the enlightening of these contradictions depend on the mechanism of the emplacement of the rhyolites.

For the other three outcrops of the Senonian deposits from the Stînișoara Valley, Răcad and Răcăzel valleys, as well as for the one from the Frăsinet Hill, Dragoș (1971) identified only the intermediary sandy horizons assigned to the upper part of the Senonian.

Two outcrops with numerous organism remnants, which have been identified along the right affluent of the Seaca Valley and the left affluent of the Cetățuia Valley, represent the same sandy intermediary horizon, and therefore belong to the upper part of the Senonian.

Other numerous outcrops of Cretaceous deposits separated both in the region studied by Dragoș (1971) and Mantea et. al. (1965) [12], as well as towards west and north of them, are difficult to be correlated due to, on the one hand, their occurrence like small islands in the eruptive formation and on the other, due to the lacking fauna.

The polygenous conglomerates with elements of white-milky quartz, quartzites and crystalline schists, more rarely Jurassic limestones (Istrate, 1971) [13], the microconglomerates and limestones which outcrop west of the region, nearby Alunu hamlet, as well as the conglomerates from the mouth of the Anișel Valley are similar to those found south of Piatra Grăitoare, and probably represent the detrital, and partly, the intermediary detrital horizons separated by Dragoș (1971).

[11] Ibidem 3.

[12] Ibidem 3

[13] Arch. I.G.G., București.

The outcrop of sandstones and sandy clays from north-west of Vîrfuraș, as well as those which appear south of Bologa and Drăganului Valley, probably correlate with the intermediary detrital horizon of Upper Campanian-Lower Maestrichtian age, south of Piatra Grăitoare (Păltinișul Hill).

The Upper Campanian-Lower Maestrichtian clayey and marly-clayey sadstones are thermally affected by the andesite rocks from the Piatra Bănișorului dyke within the larger outcrop from the Odringuța Valley springs.

With the same facies, the Senonian appears both on the Poduri Valley and on the right slope of the Seaca Valley, and south of the Vlădeasa summit, but here the rocks frequently show a banded aspect, being strongly thermally and hydrothermally affected.

It is likely that the reduced outcrop of banded sandstones and platty cleavage marly clays found on the upper course of the Drăganului Valley, would also belong to Upper Campanian-Lower Maestrichtian.

The brecciated sometimes stratified conglomerates overlie the Upper Coniacian-Lower Maestrichtian deposits ; these conglomerates are often inequigranular and develop within the upper basin of the Drăganului Valley, as well as westwards of the researched region (G i u ș c ă, 1950 ; G i u ș c ă et al., 1969 ; I s t r a t e, 1971 [14] ; I s t r a t e, 1975). The coarse conglomerates are characterized by different sorts of elements such as : frequent Werfenian quartzitic sandstones, subordinate crystalline schists, Jurassic limestones and Senonian siltite, all of them being included in a reddish clayey-sandy matrix. Usually the matrix is lacking in tuffaceous material, but in the conglomerate mass, besides the mentioned elements, dacite blocks, generally centimetric in size but sometimes very large — up to 1.5 m in diameter (within the Sutanul Brook, nearby the contact with andesites body) are found. The dacites with their mafic minerals (hornblende, biotite) strongly altered are the only eruptive rocks which participate only as blocks to the conglomerate composition. At the Drăganului Valley spring, as well as on its main tributaries (Moara Dracului Brook, Șutanu Brook and Voiosu Brook) these conglomerates are pierced and covered by the amphibole andesites from the southern part of the region. Nearby the contact the andesite rocks are propylitized and silicified, meanwhile the conglomerates are very little affected with stronger phenomena of sericitization only at few centimetres off the contact with the andesite body. Much more stronger are the transformations undergone by the sedimentary deposits nearby the contact with the rhyolite rocks, where the processes of pneumatolytic hydrothermal metamorphism follow some strong phenomena of explosion and/or injection, which make more obvious the breccious aspect and give a mainly tuffaceous character to the conglomerates. Within the mass of the breccia blocks of andesite, dacite and rhyolite rocks beside quartzites, limestones and siltite do occur. The matrix of these blocks has been partly replaced

[14] Ibidem 3

by a rhyolite groundmass containing small xenoliths among which the andesite ones are the most characteristic. It is difficult to draw up the exact limit between these two formations and very often what seems macroscopically different, under the microscope is hard to be separated Such formation with a mixed composition show a volcano-sedimentary character, but with this aspect the breccious conglomerates occur exclusively nearby rhyolite sills and dykes. Passing little by little from the contact a gradual transition to breccious unscreened conglomerates, sometimes weakly silicified and lacking in tuffaceous material could be noticed. These conglomerates include only large rounded blocks of dacite (which are not outcropping) beside sedimentary rocks, all of them being embedded in a reddish clayey-sandy matrix without other eruptive fragments. The gradual transition from the breccious conglomerates of a mixed composition in the vicinity of the rhyolite bodies towards the conglomerates lacking in tuffaceous material nearby the andesites, is very clear along the Voiosu, Şutanu and Moara Dracului brooks, right tributaries of the Drăganului Valley. The extent of the „volcano-sedimentary" formation is much more wider west of the Drăganului Valley, where the area through which the subvolcanic eutaxitic rhyolites comes into contact with the breccious conglomerates, from the hanging wall, is of considerable size. The breccious formations of mixed composition with less extent and which did not form on the account of breccious conglomerates, are encountered east of the region. We are dealing here with breccias of explosion, with blocks of variable sizes (1—2 cm up to 20—30 cm and even larger). These blocks consist of crystalline schists, Senonian sandstones and clays or eruptive rocks older than the rhyolite and even rhyolite fragments with an eutaxitic structure, all embedded in a clayey matrix more or less injected by rhyolite magma depending on the distance of the rhyolite body. Such a coarse breccia occurs almost continuously near the contact of the rhyolite body with the Senonian deposits, along the Răcad Valley, Cetăţuia Valley and Păicoaia Brook In only one place, south of Piatra Grăitoare, the breccias of the same type, which are disposed over the Senonian clayey-marly deposits, seem not to be in direct contact with the rhyolite and we consider that they resulted from a stronger surface explosion, which threw away rock fragments to greater distance from the rhyolite body. As a matter of fact the rhyolites with a pregnant pyroclastic character from Piatra Grăitoare and from southern and eastern part of the Vlădeasa summit, give evidence of some explosive phenomena stronger for this region. We consider the „volcano-sedimentary" formation separated by Istrate (1971) [15] and Lupu et al (1971) [16], and volcano-sedimentary complex (Istrate, 1975) from the west part or the Drăganului Valley, as a breccia of explosion, connected with the emplacement of Vlădeasa rhyolite, injected or not by the rhyolite magma.

[15] Ibidem 13

[16] Ibidem 5

The intrusion of a rhyolite magma rich in volatiles and especially n water vapours (therefore very mobile), as well as the phenomena onnected with its emplacement, lead to a disturbance of the Senonian leposits, giving to them a breccious character. Sometimes, at small listances from the zone in which explosions took place, the sedimentary leposits are undisturbed preserving their initial stratification, meanwhile n other cases they are brecciated and preferentially injected, depending n their petrographic composition. Under high pressure the pyromagma letermines explosions followed by its intrusions both into the breccia nd within the microconglomeratic rocks which are weakly brecciated ut have a high permeability ; in other cases it penetrates on small listances along the stratification of the impermeable clays. At the con-act with the rhyolite bodies the alternances of sandstones and micro-onglomerates with clayey-marly schists appear under different aspects : while the sandstones and especially the microconglomerates are injected by the rhyolite, the matrix being almost completely replaced by a rhyolite material, the clayey-marly rocks were only hardened on a narrow zone nearby the eruptive body. Such a process of injection and digestion of the marly-sandy cement of the microconglomerates by the rhyolite magma enriched in gases (therefore very mobile and penetrant) is very clear along the Seaca Valley, at the waterfall. Here the Senonian sandstones and „microconglomerates" brecciated at the contact with the rhyolite from the left slope of the valley — only ten metres above the waterfall — appear stratified but the matrix is completely replaced by the rhyolite material which gradually diminishes upstream, after 50 m the magmatic influences dissapearing completely. In the Frăsinetul Hill, around the sills of the eutaxitic rhyolite the marly-clays are hardened only on a distance of 3—4 cm. It is to be mentioned that the breccifiation and the diffuse injections widely developed are present only in the case of interbedded marly-clays with coarser rocks and even clearer near the contact with the breccious conglomerates. Here rhyolite shows an eutaxitic character less obvious than when it intrudes the clayey-marly schists lacking in permeability.

One may notice gradual transitions from the eruptive rock towards the undisturbed and unaffected sedimentary rock both southward of the researched region along the Stanciu, Cetățuia and Răcad valleys, where the explosion breccias outcrop, and at the contact of the rhyolite with the breccious conglomerates westward of the region. For this reason it is difficult to draw up the right limit between the undisturbed sedimentary deposits and the mentioned breccias especially when enough outcrops are lacking. The signature used for the breccias has been used to enlighten the role played by the rhyolites during the formation of the first ones.

B. Tectonic Remarks

The isolated outcrops of crystalline schists and Permo-Mesozoic deposits, surrounded by a bulk of Laramian magmatites in addition to the lacking of a unitary image on the region tectonics from the southern

part of the researched region make difficult the deciphering of the Vlădeasa pre-eruptive architecture. The emplacement of the banatitic magmatites within a graben zone was underlined by Kräutner (1941), who pointed out two major fracture lines : the Bulzul fault and Sohodol fault, which delimit from south to north the sinking zone. The existence of some less extended fractures with NE-SW and NW-SE trendings was pointed out by Szádeczky (1915) and confirmed by Kräutner (1941) and Giuşcă (1950) ; thus it was underlined their role in the emplacement of the Vlădeasa banatitic rocks. Kräutner (1944) asserts the overthrust of the Codru Unit formation over those of the Bihor Autochthon ones. Mantea et al. (1965) [17] consider as being present only the formations of the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon of the region, and point out that at the spring of the Someşul Cald Valley there are no deformations with an ampleness of an overthrust ; there are also underlined „the important role of the disjunctive deformations" trending NE-SW and NNW-SSE. According to Giuşcă (1950) the autochthonous crystalline rocks (amphibolites, amphibole schists with pegmatite injections, gneisses) are only outcropping at the spring of the Nimoiasa Valley where the greenschists mentioned by Kräutner (1941) do not occur. Eastwards another outcrop of crystalline schist has been mapped.

The fractures from the inner part of the eruptive massif (Plate I) are mainly hidden by the magmatic products, but the cartographic data seem to point to small vertical movements along the fractures (up to 100 m and very seldom 300 m).

From the fractures presented by Mantea et al. (1965) [18] the Păltiniş fault due to which the Triassic deposits come into tectonic contact with the Jurassic limestones from Pietrele Albe, had been observed in the field and drew up on our map (Plate II). South-westwards the rhyolite boundary seems to suggest the continuation of the above mentioned fault up to the Drăganului Valley, where it is interrupted by the „Drăganului fault" (Giuşcă et al., 1969) along which the intrusive bodies of younger granodiorites, granites and microgranites are emplaced ; the Drăganului fault goes on southwards up to the Pietroasa granitoid pluton (Cioflica et al., 1974). Towards northeast the Păltinişul fault continues and joins another fault located southerly at the massif boundary responsable for the emplacement of the Cîrligaţi-Briţei-Nimoiasa andesitic body. North-eastwards it seems that there is only one fault which generally follows the Crystalline boundary with the eruptive rocks from the massif. Towards its northeastern extremity this fault is intercepted by a major fault which worked during a longer time interval and along which the Vlădeasa eruptive massif with its crystalline border, was uplifted and pushed over

[17] Ibidem 3.

[18] Ibidem 3.

the sedimentary deposits of the Transylvania Basin (Răileanu et. al., 1964 ; Ștefan, 1969).

The fault from the southern part of the massif continues towards south-west, at Piatra Bulzului, up to the Pietroasa pluton zone, where probably intersects the Drăganului fault.

A fracture trending WSW-ENE, located north of the Păltiniș fault, goes through the Drăganului Valley, Crăciunului Valley, north of Vîrfuraș and Răcad Valley springs and through the Săcueu Valley, up to the eastern boundary of the massif. This fault was presumed taking into account the height at which different terms of the Permo-Mesozoic formations occur and the mode of disposition of the different banatitic bodies.

Another fracture, which passes north of the Măgura Vișagului, is pointed out by the mode of disposition of the Laramian magmatites and borders southwards the area of distribution of the Permian welded tuffs. North-eastwards this fracture continues up to Morlaca where it follows the crystalline boundary with the dacites, and it is marked by the presence of andesite and rhyolite veins ; south-eastwards it is hidden by the rhyolites, being probably intercepted by the NNE-SSW fault, which follows the western boundary of the andesite dyke from the Bănișor Hill and which worked further on, as dacite and granodiorite porphyry rocks were emplaced along it.

It is likely that the number of existent fractures in the eastern part of the Vlădeasa massif is greater, but it is difficult and sometimes impossible to identify them due to the occurrences of the sedimentary rocks-like islands, sunk in the bulk of magmatic products generally little affected by tectonic movements.

III. NOMENCLATURE PROBLEMS OF THE SUBVOLCANIC ROCKS

The morphology of the banatitic rocks vary from plutons to typical volcanites and show large textural variations, which make difficult the denomination of the rocks. The nomenclature of the volcanic and plutonic rocks, depending on the texture, is unanimously accepted. There is no common standpoint in the case of the subvolcanic rocks. On the one hand, one may notice the tendency of enlarging the nomenclature used for the volcanic rocks on the rocks belonging to typical subvolcanic bodies such as sills, dykes, intrusive nappes, which although are porphyritic and with an aphanitic groundmass appear microscopically well crystallized. On the other hand, some researchers (Gunnesch et. al., 1975) use the nomenclature of the plutonic rocks for the porphyritic subvolcanic rocks with a microcrystalline, but aphantic groundmass. Thus the same rock is denominated by some researchers as dacite and by the others as granodiorites.

In the foreign, and especially English, relevant literature this type of rocks are denominated as granitic, grandiorite, etc. porphyry.

According to the granulation of the rocks, Wahlstrom (1958) established in the case of the phaneritic textures several varieties of :

— very coarse grained (pegmatitic)	> 3	cm
— coarse grained	1— 3	cm
— medium grained	1—10	mm
— fine grained	1— 0.1	mm
— aplitic commonly	1— 0.05	mm

In the case of the aphanitic textures he distinguished dense (0.05—0.1 mm) and glassy varieties. For granite-rhyolite the texture variation is graphically presented (Fig. 1) by Wahlstrom.

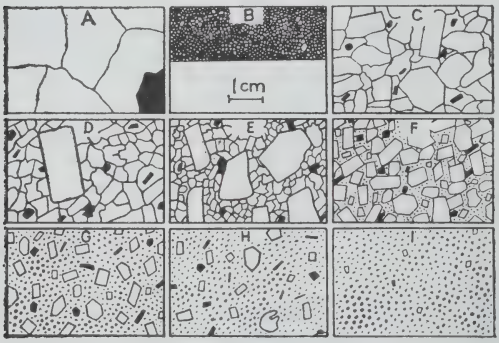


Fig. 1. — Textures in the granite-rhyolite series (according to Wahlstrom, 1958)
A, granite pegmatite ; B, granite aplite ; C, granite ; D, porphyritic granite ; E, granite porphyry ; F, granite porphyry ; G, rhyolite porphyry ; H, porphyritic rhyolite ; I, rhyolite.

He defines as porphyries the rocks with a large variation of the groundmass granulation. Thus he uses the name of porphyry (granitic, granodioritic, dioritic) for both the rocks with the conspicuous phenocrysts, and the groundmass is medium to coarse-grained, and the rocks with the volume of the phenocrysts exceeding that of the medium-grained to aphanitic groundmass. Wahlstrom uses the adjective of the volcanic type plus the name porphyry (rhyolite porphyry, dacitic porphyry, andesite porphyry) for the rocks in which the phenocrystals ars conspicuous but representing less than half the rock, and the groundmass is dense or partly glassy.

The terms of porphyritic-rhyolite, dacite and andesite are used by the author for rocks with few phenocrysts embedded in a dense or partly glassy groundmass. Wahlstrom used the terms of rhyolite, dacite, andesite, etc. only for the rocks devoid of phenocrysts. However, this restriction is not well argumented and consequently such definitions were not generally adopted by petrologists ; the prototypes are porphyritic. Therefore we put forward the petrologic meaning of granite porphyry [19], granodiorite porphyry, etc. for subvolcanic rocks containing : 1) all the groundmass in a crystalline state ; 2) the component

[19] In spite of the common use of porphyry for pre-Neogene volcanics (rhyolite = quartz porphyry) the addition of the specific plutonic type cannot lead to misleadings.

minerals of the groundmass as complete crystals of subhedral or euhedral habit exceeding 0.05 mm (granophyric intergrowths, spherulitic and cryptocrystalline textures are not to be found) ; the phenocrysts more than 30 per cent from the rock volume exhibiting a conspicuous porphyritic character.

The volcanic terms (rhyolite, dacite, andesite, etc.) with additional term microgranitic, granodioritic, etc. and granophyric is suggested for rocks containing few phenocrysts and aphanitic groundmass (but however microcrystalline or granophyric under the microscope) e.g., microgranitic rhyolite, granophyric rhyodacite, etc.

During the field work it is worth naming the subvolcanic massifs as porphyry (granite porphyry, granodiorite porphyry, etc.) even in special cases where the rocks show textures close to those of the volcanic ones (e.g. very restricted igneous bodies or peripheral zones of extended ones). Accordingly the terms of andesite, dacite, rhyolite, etc. are to be preferred for volcanic rocks although the enrooted zones contain rocks with microcrystalline groundmass. In both situations it is practically impossible to differentiate the two textural types. It is worth mentioning that the above concept has been used more or less by various Romanian petrologists dealing with banatites (Cioflica, 1960, 1962 ; Gheorghiță, 1975 ; Kräutner and Florentina Kräutner, 1972 [20], etc.)

IV. VLĂDEASA VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX

A. Geological Structure of the Eastern Part of the Vlădeasa Igneous Massif and the Age of Magmatites

The association within an unitary space characterized by a special geological framework — Vlădeasa graben — of a range of volcanic and subvolcanic rocks (andesites, dacites and rhyolites) succeeded by hypabyssal rocks, beside the related mineralogical-petrographical and chemical characteristics allow to define the magmatites which form the Vlădeasa eruptive massif as a volcano-plutonic complex (Giușcă et al., 1969). Giușcă (1950) pointed out the role of the fractures during the emplacement of the eruptive bodies and considered that the whole massif represent a taphrolith.

The relationships of the volcanic and subvolcanic rocks with the sedimentary deposits, dated by Dragoș (1971) relying on the fauna, are obvious and there is no doubt that the first one emplaced after the Lower Maestrichtian (the last term is dated relying on the fauna). Moreover, southwards the breccious conglomerates, slightly stratified are usually lacking in stratification, unsorted and younger than the Lower Maestrichtian and they are pierced and partly covered by the andesites, which form the large Bohodei-Nimoiasa plateau.

[20] Arch I.G.G., București.

Taking into account the fact that within the Vlădeasa massif there is no proper volcano-sedimentary formation some remarks are necessary as regards the blocks included in the mass of breccious conglomerates.

The dacite blocks beside the Werfenian quartzites and seldom calcareous limestones are embedded in a reddish-violaceous micaceous aleurite-pelitic matrix ; they are characterized by the grey-greenish colour, are well rounded and have dimensions which range from 1 cm to 1.50 m in diameter. At first sight they are easily taken for dacite varieties, which are known in northern part of the region. However, they may be distinguished by the lighter colour, with a greenish tint, given by chlorite and especially by epidote, which is more abundent in dacite blocks than in the conglomerates which include them. Under microscope these differences may be better seen. The cryptocrystalline — sometimes spherulitic — groundmass includes chlorite and sericite. The twinned but non-zoned plagioclases with a content in anorthite (29—31% An) lower than in the bodies of the northern part, are sometimes pseudomorphosed by epidote, calcite and albite. The quartz, which appears in phenocrysts greater than plagioclase, is strongly corroded by the groundmass ; the maphic minerals, represented by hornblende and biotite, occur as relicts, usually opaque or chloritized.

1. *Andesites*

In field the andesites with pyroxenes and hornblende are generally difficult to separate from the amphibolic andesites, especially when the ferromagnesium minerals are strongly transformed. Very often it is difficult enough — even with the help of microscope — to assign the rocks from the small bodies to one or another andesite varieties ; in many cases the pyroxenes and amphiboles are recognized only by their contours. On the other hand within the larger andesitic bodies one may notice compositional modifications from a place to another. For these reasons the two rock varieties have been separated conventionally on the map, for the andesitis petrographic type being used a unitary colour.

On the whole the andesites show a wide extent and are disposed especially at the periphery of the eruptive massif, nearby the outcropping rock of the basement. The enrooted zones of the large andesitic bodies, as well as the displacement of the small bodies along common alignments point out the existence of some important fractures, which generally frame up the eastern part of the Vlădeasa eruptive massif.

Generally, all the eastern part of Vlădeasa andesites are massive and lacking in xenoliths, even close to the contact with the surrounding rocks. This is due to both the magma characteristic and the mode of emplacement, which is quite different from the other more acid petrographic types found in the region. On the other hand, as against the Neogene volcanism, where the central volcanoes predominate, which generated the products with mixed character, the andesites associated to the Laramian stage are emplaced along fractures and are not accompanied

by explosive phenomena. The andesitic pyroclastites are not encountered in the Vlădeasa massif, and the breccious and tuffaceous facies, when they exist, are very reduced as extent and strictly limited to the close vicinity of the enrooted bodies. Very often the andesites are brecciated and injected or embedded as xenoliths within the subsequent rhyolite and dacite.

The andesite body with the widest extent may be found in the southernmost part of the region, forming the plateau which lies between Bohodei (towards SW from our map) and Nimoiasa, at the watershed between the Someşul Cald and Drăganului Valley. This is a body rooted along an important fracture trending WSW-ENE and dipping southwards ; towards north-east the lava flows that cover the post-Maestrichtian breccious conglomerates, is of slight extent. The contact between andesite and the breccious conglomerates is visible within the outcrop (on the Drăganului Valley and especially its right affluents). On the Şutanu Brook the contact zone between andesite and intruded conglomerates dips 60° southward. Andesite rocks show at the contact a greenish-yellowish colour due to the enrichment in epidote, which replace the mafic minerals while plagioclase seems to be unaltered. Nests and veinlets of epidote are noticed within conglomerates. The andesite is even stronger altered on the right spring of the Voiosu Brook. Macroscopically xenoliths have not been observed within the andesite, but on the Crăciunului Valley, upstream the confluence with Nimoiasa, there are exposures exhibiting injection of amphibolic andesite in the breccious conglomerates.

Petrographically, two andesite types occur within the main body from the Drăganului Valley springs. Pyroxene and hornblende andesites are dark-coloured, with few phenocrysts and often devoid of quartz ; they are wider developed than it was considered up to now. The pyroxene andesite that occurs usually as xenolith within amphibolic (often quartz-bearing) andesite is found nearby the limit between the two petrographic types, both towards the Someşul Valley springs and at the Voiosu Brook springs. The pyroxenic andesite continues from the region, between Cumpănăţel (Cornu Muntelui) — Piatra Grăitoare (G i u ş c ă, 1950), throughout the Briţei summit, up to the upper basin of the Şutanu Brook. Two other bodies of pyroxenic andesite occur north-west of Micău and Nimoiasa summit, respectively. This important body is mainly made up of amphibolic andesite.

From Nimoiasa westwards, the pyroxenic andesite occurs again in the summit between Arsa Valley and Seaca Valley, with opacitized amphiboles and seldom quartz crystals strongly corroded. Northeastwards from Iconiţa Hill on, the pyroxenic andesite body with opacitized amphiboles rooted along a NNE trend, towards the confluence of the Stînişoara Valley with Tomnatec Brook. On the Tomnatec Brook, right affluent of the Stînişoara Valley, breccia is found at the contact of the andesite body with the Senonian sedimentary deposits. The rooted bodies of pyroxenic andesite are affected by the subsequent rhyolite occurrences in the bifurcation zone of the Cetăţuia Valley. Or

the summit between the Răcad Valley and Cetățuia Valley there is an unhomogeneous body made up of pyroxenic andesite, which is strongly hydrothermalized with much epidote ; quartz amphibolic andesite occurs within this body. Northeastward a body mainly made up of amphibolic andesite develops between the Răcad Valley and the mouth of Mărgăuța Valley ; the andesite is pyroxenic on the Săcueu Valley and its right slope. In this case as in the previous one, the separation of the two petrographic types is impossible due to the intense hydrothermal alterations. At last, another rooted body of pyroxenic andesite is found south and west of Chicera summit.

On the map the andesite bodies are mainly pyroxenic, and show an obvious orientation, closely following the south-eastern boundary of the Vlădeasa eruptive massif. Although the Senonian deposits and the andesite are disturbed by later dacite and rhyolite events the superposition of andesite upon Upper Cretaceous sediments is obvious.

Among the small size bodies, which appear south of Săcueu locality, the bodies from the mouth of Șesurele Valley and the mouth of Răcad Valley, are made up of pyroxenic andesite. Both the pyroxenic andesite and the amphibolic andesite are brecciated, and occur as xenoliths within subsequent dacite rocks.

Remnants of pyroxenic andesite flows appear east of Piatra Grăitoare, north of Vîrfuraș and south of the Vlădeasa summit.

West of the region the pyroxenic andesite of the body rooted on the left slope of the Zărnișoara Valley, are slightly converted into hornfels connected to the granite emplacement. A main andesite body develops nearby the north-eastern boundary of the eruptive massif. The body built up of generally amphibolic andesite from the Bănișor Hill is followed on 8 km length between the Drăganului Valley and upper course of the Odrînguța Valley and shows a subvertical western contact, which points out the existence of an important fracture confirmed by geophysical data (Ciuta, Moneguț, 1972)[21]. Within the andesite dyke from the Bănișor Hill gradings from amphibolic andesite, to pyroxenic andesite at its southern (Odrînguța Valley) and northern (Drăganului Valley) extremities are characteristic ; the green hornblende (always with opaque rim) and even quartz which are abundant within amphibole andesite, are maintained in the pyroxenic andesite, too. The textural and structural variations of this andesitic body are visible in exposures and are obvious under the microscope. Towards the southern extremity of this body the andesite comes into contact with sandstones, argillaceous sandstones and clayey marls, which are recrystallized ; these rocks are similar to Maestrichtian formations from the southern extremity of the region. South-westwards of the andesitic body chlorite-sericite crystalline schists are taken from the basement. The extent of the Bănișor andesite towards south-west is interrupted by subsequently emplaced rhyolite and granophyre, but the andesite blocks and numerous xenoliths in rhyolite would suggest a wider development area than is

[21] Arch. I.G.P.S.M.S., Bucharest.

supposed by now. Southward and eastward the lava flows of the rooted body from the Bănișor Hill were subsequently intruded by younger rocks that belong to the dacite intrusive sheet.

East of Vișag and northwards, up to Bologa, numerous small or larger andesite bodies (Măgura Vișagului, Măgura Tranișului, Dubușești Brook) mainly represent unaffected by erosion portions of the lava flows belonging to the same body rooted west of Vișag. Here, the erosion mostly removed the andesitic cover, exposures of the Permian welded tuffs and Senonian deposits occurring ; they are disturbed, injected or enclosed as xenoliths in the dacite.

The occurrence of amphibolic (quartz) andesite from the Lazu de Jos and Lazu de Sus valleys, intrude the Senonian sandstones and shales, as well as strongly altered reddish eruptive rock made up of elongated prismatic crystals of albitized plagioclase, similar to the spilites described in the western part of the region (I s t r a t e and P r e d a, 1971). Uneroded lava flows of amphibolic andesite also occur left of the Răcad Valley, nearby the first bifurcation, as well as on the upper course of the Anișel Brook. A rooted body of pyroxenic andesite occurs within an area where only amphibolic andesites are found.

South-eastward the bodies from the Muncelu Mare summit and Căciulata Hill, as well as two small occurrences from the Gingineasa Valley are represented by amphibolic or in places quartz andesites.

2. *Dacites*

The dacites have the widest development east of the Vlădeasa massif. G i u ș c ă (1950) separated within the present studied area the Lunca dacites and Vișag dacites ; in the south-eastern part of the region Mărgăuța dacites were also separated (Ș t e f a n, 1969).

Lunca dacites. The separation in the field — and very often under the microscope — of Lunca and Vișag dacites is very difficult to be carried out. In places the two dacite varieties seem quite different, but the drawing up of a boundary between them is arbitrary. Thus, the vitrous or cryptocrystalline, as well as the fluidal features of the groundmass are characteristic of both the Lunca and Vișag dacites. On the other hand, a microcrystalline groundmass typical for the Vișag dacite is sometimes found in the Lunca dacite, too. It is almost impossible to separate the two varieties especially when they contain numerous xenoliths. North of Traniș, in the right slope of the Drăganului Valley the Lunca dacites include within their mass numerous amphibole andesites xenoliths of the Bănișor Hill type. The same fragments of lens-like andesites with terminal fringes occur within the mass of lighter-coloured Vișag type dacites, downstream the Vișag Valley. The boundary between the two dacite varieties is unclear both on the Vișag Brook and especially on the next right tributary of the Drăganului Valley. As regards the biotite percentage as against the hornblende, which is usually higher in the Vișag dacites, we may notice that sometimes these ratios are lower.

We tried to separate on the map the Lunca dacite by signature, on the same background colour common to both Lunca and Vișag dacites.

A small dark-coloured dacite body with a glassy groundmass occurs east of Lunca Vișagului on the fracture along which the Bănișor Hill andesites were previously emplaced.

Southwards, on the Bănișor Hill, two Lunca dacite bodies seem to have been emplaced along some younger fractures, which, at least partly, affect the amphibole andesites. Although we have not noticed any breccia, the map contours, as well as the two rhyolite veins which follow the dacite linear contact support such an interpretation.

More outcrops of Lunca dacites are found south-west of Lunca Vișagului, on the one and the other side of the Dara Valley. Here the outcrops, which may be seen on the map, constitute remnants of a Vlădeasa rhyolite cover. On the Sinților Hill the dacites are pierced by a fissure network filled up with darker coloured fine material with a rhyolite composition. Commonly the fissures wide out and their intersection exhibit dacite relicts of coarser grain pattern, which strongly contrast with the fine-grained rhyolite mass. Dacite grading to rhyolite may be very well noticed on the hill slope right of the Dara Valley ; initially the rhyolite preserves isolated dacite fragments ; following this the volcanics are of massive character, without dacitic xenoliths. The Lunca dacites, strongly invaded by rhyolite, occur on the whole western slope of the Vlădeasa summit and especially within the basins of the Dara and Bulzuri valleys.

The Lunca dacites cropping out on the left slope of the Zărnișoara Valley are almost similar to the Vișag dacite, excepting their slighter crystallization of the groundmass ; in places relicts of the Senonian sedimentary cover overlying the Lunca dacites are preserved.

Finally, the Lunca dacites of the main body, which develop north of the Vlădeasa summit, hardly separate from the Vișag dacite, both on the right affluents of the Aluniș Valley and east of the Săcueu Valley. The dacite body contains commonly xenoliths of Cretaceous sediments and andesite, especially in the vicinity of the areas covered by these rocks. The dacite has a breccious character due to the abundance of xenoliths ; as a consequence of the supergene processes it looks like pyroclastics. If the blocks and the fragments are mainly made up of andesite it reminds the andesitic pyroclastics.

Detailed investigations carried out in new exposures along recent regional roads indicate a grading between the breccia-like rocks and typical dacite depleted of xenoliths. The Lunca dacite with a well marked breccious character is found on the Rogojel Hill and especially on Răcad and Anișel valleys, where, in addition, they are accompanied by intense hydrothermal alteration containing epidote and sulphide impregnations. These facts joined with intense hydrothermaly alterations which affected the andesite lava flows, strongly suggest the dacite enrooting within this zone. The rock fragments found as xenoliths in Lunca dacite mass are represented by mica schists, white rounded quartz, mica-bearing quartzite, argillaceous sandstones and schists and andesites.

At least for its eastern part the Lunca dacite of the main body was emplaced as a sill or intrusive sheet under a cover of Cretaceous sediments, which are covered in turn by andesite lava flows, subsequently removed by erosion (Plate III). The presence of numerous angular fragments of crystalline schists — exceeding 3—4 cm —, as xenoliths in the Lunca dacite mass also point out their sudden enrooting in the lower part of the Răcad and Răcăzel valleys, where the crystalline basement is at shallow depths.

The rounded quartz fragments of 1—2 cm diameter disposed through the dacite mass, as well as the angular fragments of sandstones and argillaceous marly schists result from the Senonian deposits. Dacitic injections within Senonian formations are ubiquituous even if they do not reach such a high frequency as the Vlădeasa rhyolite injections in similar Senonian deposits.

The Vişag dacite of more significant intrusive character and generally lighter-coloured is widely developed in the northern part of the region. They contain xenoliths of sandstone, slate and andesite, whereas metamorphite-bearing xenoliths lack. North of Vişag xenoliths comprising Permian welded rhyolite tuffs are common. The xenolith composition and especially the lack of fragments of crystalline schists from the Vişag dacite mass and their presence in the granodiorite porphyry mass, besides some other characteristics provide indications for the shape and size of the igneous bodies consisting of the two petrographic types. Dacites built up an intrusive sheet (Giuşcă et al., 1969 ; Ştefan, 1969 ; Cioflica et al., 1973 ; Ştefan et al., 1974) with a slight dip, emplaced at the contact between Permian and Senonian deposits, whereas the granodiorite porphyry make up a deep enrooted body. The intrusive character of Vişag dacite is obvious in field ; the Senonian deposits were largely extended before their emplacement. On the Măgura Valley and on the other left affluent of the Săcueu Valley, upstream the Dubuşeşti Brook, sandstones and microconglomerates are breccified and penetrated by dacites. South of the Runcu summit, on the Răchiţiş Brook, the dacite contain xenoliths-bearing Permian rhyolite welded tuffs, as well as Senonian sandstones and slates. At the bifurcation of the Răchiţiş Brook a major xenolith (exceeding 100 m^2) of tectonized Senonian sandstones and slates comprising blocks of Permian welded tuffs and pinkish fluidal andesites with completely replaced feldspar, are penetrated by dacite. The clayey-sandy deposits are significantly injected by dacite at the contact, and in the close vicinity the dacites are brecciated comprising xenoliths of the same sedimentary type. South of Bologa the amphibole andesite lavas are breccified and cross-cut by dacite ; in places they are preserved as wedges within the dacite volcanics. The intrusive sheet-like Vişag dacites with a slight dip represent in turn a cover for the granodiorite porphyry body.

Mărgăuţa dacites, developed south of the region (Ştefan, 1969), are easily to be separated in field, due to their strong porphyritic character, with quartz, plagioclase and hornblende (3—4 mm) phenocrysts,

in contrast with Lunca or Vişag dacites with phenocrysts not exceeding 1—2 mm length. The dacite has few phenocrysts, a glassy character and a peculiar grey-greenish colour. These subvolcanics constitute a body enrooted at the boundary with the metamorphites, wich, on the Chicera Hill, are injected and converted into hornfels. The body of 4.5 km length and 700 m maximum width develops from the Chicera Hill up to the left side of the Săcueu Valley. The Mărgăuţa dacite was emplaced along a fracture, which acted during the andesite emplacement and also until the Scrind microgranite rhyolites could be emplaced. The mineralization from the Mişinii Brook as well as from the Mărgăuţa Valley are connected with the same alignment.

3. *Rhyolites*

Since 1950, Giuşcă has separated the Zărna rhyolite, Ciripa rhyolite and Vlădeasa rhyolite, as well as microgranite rhyolite.

The Zărna rhyolite is ribbon-like fine banded and similar to Permian welded tuffs (quartz porphyry) occurring west of Traniş. The fine banded feature grades in places into a massive structure. Under the microscope the Zărna rhyolite shows similitudes with the Ciripa rhyolite, differing by the lower amount and larger size of the phenocrysts.

It occurs in the region south of the Alunu village, on the Drăganului Valley, and is well developed on the Zărna Valley, right affluent of the Drăganului Valley. Northward, the Zărna rhyolite is strongly breccified at the contact with the Vlădeasa rhyolite ; this fact is pointed out by the different orientation of the blocks with eutaxitic structure. Southward, at the mouth of the Zărna Valley, the Zărna rhyolite is penetrated by pink microgranites, which develop further towards south. Data concerning their time of emplacement are not available. It seems that they overlie the Jurassic limestones according to Istrate (1971) [22]. The relationships with the Senonian deposits are not clear but undoubtedly they were emplaced before the Vlădeasa rhyolites and granites.

The fine banded Ciripa rhyolite rocks of eutaxitic texture also remind those of Zărna Valley and exhibit a highly crystallized groundmass, passing in places to microgranite. They are grey or white-yellowish when altered ; with naked eye quartz phenocrysts of 1 mm length and subordinated feldspar phenocrysts up to 2 mm in size are found. The blocks of the Ciripa rhyolite occur (Giuşcă, 1950) as xenoliths in the Vlădeasa rhyolite. The rhyolite of the Ciripa body underwent an advanced process of hydrothermal alteration, consisting of feldspar sericitization, quartz veinlets and pyrite impregnations. The Ciripa rhyolite body, separated on the brook and forest range zone, may be also found on the lower courses of the Voiosu, Şutanu, Moara Dracului and

[22] Ibidem 13.

Molu Brooks, as well as on the Drăganului Valley,west of which it develops showing a higher microgranite character (Istrate, 1971)[23].

The Vlădeasa rhyolite with more or less ignimbritic character is widely developed south of Lunca Vişagului. We preferred the term of Vlădeasa rhyolite (Giuşcă, 1950) for the rhyolites of the main Vlădeasa body, although other authors named them according to the structural and textural variations as following : ignimbrite formation (Giuşcă et al., 1969), ignimbrite rhyolite formation (Cioflica et al., 1973 ; Istrate, 1976). We separated in the Vlădeasa rhyolite massive facies (more or less breccious), eutaxitic facies and pyroclastic facies (tuffaceous).

The similar mineralogical composition, the unchanged habit and size of phenocrysts, as well as the xenolith types represent the common characteristic of the Vlădeasa rhyolites. East of the Vlădeasa massif, the massive (sometimes breccious) and eutaxitic facies predominate. The three facies are separated on the map without a net boundary.

On the main valleys of the Vlădeasa massif, the rhyolite of the main body shows a massive structure but the occurrence of various xenoliths provides a more or less breccious character. In the northern part of the rhyolite body, west of Lunca Vişagului, the Vlădeasa rhyolite shows a strong breccious character, comparable with the dacite found on the lower course of the Răcad Valley. Blocks and angular fragments of crystalline schists, andesite and dacite are enclosed in a rhyolite matrix, which contains quartz and feldspar phenocrysts more or less angular exceeding 2 mm length, characteristic of the whole Vlădeasa rhyolites. This breccia is distinguished from the explosion breccias, which may be found at the contact with eutaxitic or pyroclastic rhyolite from the south-eastern part of the region. West of Lunca Vişagului a breccia of instrusive contact was formed ; the explosion phenomena has played an insignificant part. The rhyolite magma is commonly emplaced beneath a cover of Senonian sedimentary rocks or older eruptive rocks (andesite and dacite) ; the magma rich in water vapour penetrated in places the cover, accompanied by strong explosion phenomena, which affected both the surrounding rocks and the already crystallized rhyolite. In other cases the rhyolite magma, enriched in gases, could not reach the surface although underground explosions took place, giving rise to explosion breccia. The diatreme could be invaded or not by the rhyolite magma depending on the distance from the rhyolite body. Such explosion breccias, which remind the coarse pyroclastic flows described by various authors, are located at the contact with eutaxitic and pyroclastic rhyolite (around 300 m high and less than 1 km wide). Lithologically, the breccias are made up of numerous blocks of crystalline schists, generally angular, 1 cm up to 1 dm length (Zănoaga Valley) and/or up to 10 cm, Senonian sandstones and clays (Cetăţuia Valley, Seaca Valley) and blocks (generally rounded) of andesite, dacite and even eutaxitic rhyolite (angular). The matrix of this breccia much

[23] Ibidem 13.

subordinated regarding the blocks, is argillaceous in places with igneous material (hard to be noticed). Among the blocks the eruptive rocks may be distinguished (including rhyolite) ; these rocks were projected in the holes resulted from the explosion wedging the blackish breccia made

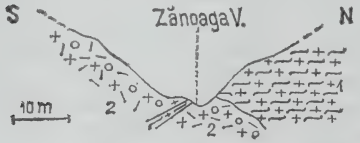


Fig. 2. — Relationships between eutaxitic rhyolite and explosion breccia (Zănoaga Valley).
1, eutaxitic rhyolite ; 2, explosion breccia.

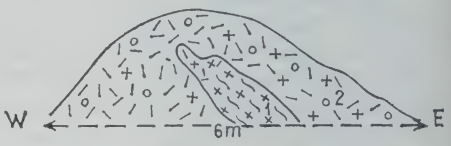


Fig. 3. — Relationships between eutaxitic rhyolites and explosion breccia (Frăsinet Hill).
1, eutaxitic rhyolites ; 2, explosion breccia.

up of more than 90 per cent of blocks and fragments of crystalline schists and/or Senonian clays and sandstones. Usually, the matrix is of rhyolite nature (the rhyolite type in pyroclastic facies and very seldom

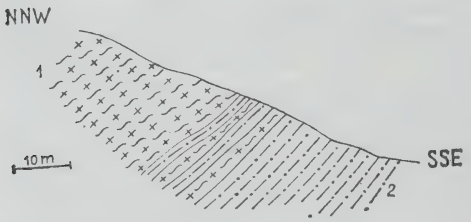


Fig. 4. — Relationships between eutaxitic rhyolites and Senonian clays (Frăsinet Hill).
1, eutaxitic rhyolite ; 2, Senonian clays.

of eutaxitic rhyolite type). The breccious character diminished at a certain distance from the rhyolite body, grading into unaffected rocks. The occurrence of explosion breccias around the eutaxitic or pyroclastic rhyolite tongue-like bodies, or within the massif dome zone, point out the close relationship between the rhyolite and the accompanying breccia.

The fact that the rhyolite in eutaxitic facies sometimes lies over the explosion breccia and other times is enclosed as blocks in their mass, or is located in their basement (Zănoaga Valley, Fig. 2), as well as the fact that the breccias were injected by eutaxitic rhyolite, which passed to pyroclastic rhyolite (Frăsinet Hill, Fig. 3) shows that the time interval of ignimbrite-like rhyolite emplacement is wide enough.

We could frequently notice the rhyolite magma which pierce through Cretaceous sediments, without being accompanied by explosion phenomena ; west of the Frăsinet village, the eutaxitic rhyolite reaches the contact with the overlying Senonian clays producing a slight thermal aureole. Following this, two narrow sills (60—70 cm) of eutaxitic rhyolite are found, which conformably intrude the same clays with narrow contact zone (2—3 cm). Further on, the clays split off in thin unaffected plates with the same orientation (Fig. 4). Westward, at

the mouth of the Carîmbu Brook (first right affluent of the Crăciunului Valley, upstream the Tîlharul Brook) the injection phenomena of the Vlădeasa rhyolite in the microconglomeratic sandstone is commonly seen in exposures.

Thin sections investigated from the area indicate an invasion of rhyolite magma which contain numerous fine fragments of andesites in the rocks which look sedimentary with naked eyes. Such process may be observed everywhere at the contact between the rhyolites and breccious conglomerates, which develop between the Crăciunului Valley and the springs of the Drăganului Valley. It is difficult to understand the formation and the age of these rocks when the explosion processes, followed by injection phenomena and eventually by pneumatolitic-hydrothermal alterations, took place.

An interesting case, although rather complicated, is that already mentioned on the Seaca Valley, at the waterfall. A rock of „sandy microconglomeratic" type, considered by Mantea et al. (1965)[24] as sedimentary rock, interbeds with fine sandstones and blackish clays. The rhyolite surrounded by an explosion breccia crops out on the right slope, whereas on the valley course and on the left wall of the waterfall the „microconglomerate" is obviously bedded without brecciation. It was pointed out (Ştefan, 1971)[25] that the matrix of this microconglomeratic rock interlayered with black clays, is of rhyolite nature. We pointed out that this is not an isolated case and that the sandy marly cement was digested, and the grains of the sedimentary rocks were partly desintegrated and appeared as a more or less sandy suspension in the magmatic material, which besides the rounded, sometimes lens-like fragments, include quartz and feldspar phenocrysts similar to those characteristic of the Vlădeasa rhyolite. On the road cut on the right slope of the Seaca Valley, at 10—15 m above the waterfalls, exposures exhibit injection phenomena of rhyolite within the Senonian deposits. It is obvious that the rock initially considered as microconglomerate, actually represents a rhyolite containing fragments resulted from the Senonian sandstone. The conformity with the blackish weakly affected argillaceous sandstones does not suggest necessarily the succesive eruptions alternating with sedimentary events ; and as shown already, the rhyolites are subsequently emplaced. Therefore, we are not dealing with a volcano-sedimentary formation as Mantea and Patrulius[26] consider and as many researchers, who are less acquainted with the nature and morphology of the Vlădeasa eruptive rocks are inclined to believe. Therefore, on the Seaca Valley — the waterfall zone — a rhyolite intrusion lies conformably with the stratification, which preserves septa of harder permeable argillaceous schists surrounded by rhyolite magma (Fig. 5).

[24] Idem 3

[25] Arch., I.G.G., Bucharest

[26] Oral communication

Macroscopically the rhyolite of this zone is similar to the pyroclastic rhyolite, whereas in places rare fragments of grey-greenish slightly oriented pitchstone are to be found. Although on the right slope an explosive breccia is not located at the contact with rhyolite, we mention that such explosion breccia may be met on the summit up to the Țuglui peak, and also on the first right torrent, upstream the waterfall ;

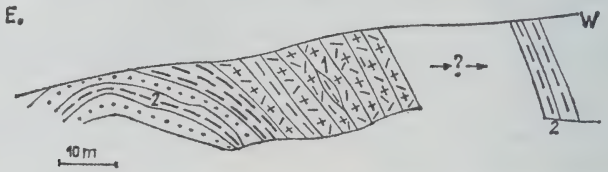


Fig. 5. — Relationships between pyroclastic rhyolite and Senonian deposits (at the waterfall, Seaca Valley).
1, pyroclastic rhyolite ; 2, Senonian deposits.

Fig. 6. — Transversal profile in the waterfall zone (Seaca Valley).
1, Senonian deposits ; 2, andesite ; 3, eutaxitic rhyolite ; 4, explosion breccia ; 5, pyroclastic rhyolite.

these breccias differ from those of Răcad Valley only by the predominance of Senonian sandstones and clays and by more restricted size (below 10 cm) of the blocks (Fig. 6).

White fragments of eruptive rocks may be distinguished beside fragments of sedimentary rocks within the rock mass. The hard matrix is weakly impregnated by rhyolite material.

The occurrence of ignimbrite on the Vlădeasa massif was pointed out by Istrate (1966)[27], and later the whole Vlădeasa rhyolite mass was included within the ignimbrite formation (Giușcă et al., 1969). We pointed out (Ștefan, 1966[28] ; 1967[29]) the intrusive character of most rhyolite in the eastern part of the Vlădeasa massif including the eutaxitic ones, and we do not agree with the hypothesis regarding the mode of emplacement similar to ignimbrite, as it was initially described by Fenner for the Valley of 10,000 fumes and then accepted by Marshall (1935 ; in Ross and Smith, 1961) for the northern island of New Zeeland, who introduced the term of ignimbrite in the geological literature. Therefore we cannot accept the hypothesis of their formation as most of the authors state — namely pyroclastic flows (ash flows, Smith, 1960 a, 1960 b ; Ros and Smith, 1961 ; nuée

[27] Communication in the I.G.G. session of Academy of S.R. of Romania
[28] Arch I.G.G., Bucharest
[29] Arch I.G.G., Bucharest

ardente, Lacroix, 1904 ; Perret, 1937 ; in Ross and Smith, 1961 ; etc.), which produce by welding rocks with an intermediary character between lavas and tuffs.

From the geological map one may see that eastward the rhyolite in eutaxitic facies — described in the relevant literature as ignimbrite — shows a subvolcanic emplacement. No doubt that they occur on the

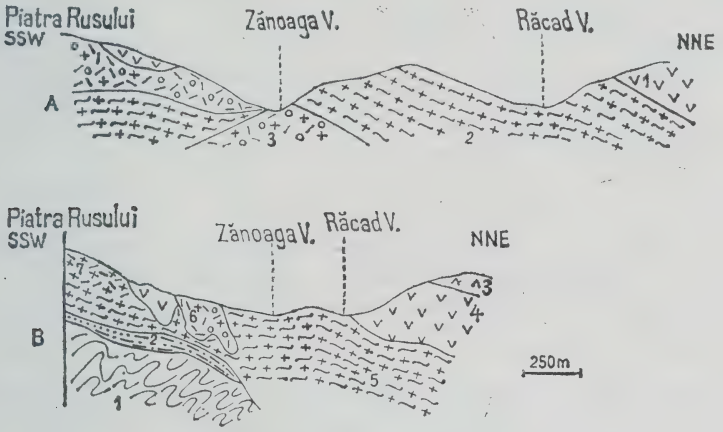


Fig. 7. — Geological sections in the bifurcation zone of the Zănoaga Valley (A) and Răcad Valley (B).
A : 1, dacite ; 2, eutaxitic rhyolite ; 3, explosion breccia ; B : 1, crystalline schist ; 2, Senonian deposits ; 3, andesite ; 4, dacite ; 5, eutaxitic rhyolite ; 6, explosion breccia ; 7, pyroclastic rhyolite.

Vlădeasa peak, too, but the fact that abundant small relicts of Senonian sediments are ubiquitous, overlying the Vlădeasa massif, allows us to think that they were emplaced under subvolcanic conditions, and at present the erosion removed the cover consisting of sediments, dacite or andesite. Besides the cases already mentioned, one may also notice eutaxitic or even pyroclastic rhyolite with a subvolcanic character on the eastern part of the Vlădeasa massif (Figs. 2—6). Sills or intrusive sheets are found more frequently, but in places dykes or irregular bodies also occur (Zănoaga Valley — Răcad Valley, Fig. 7 a—7 b and Păicoaia Valley — Scorușet Brook, Figs. 8 A—8 B).

Although emplaced under subvolcanic conditions, the Vlădeasa rhyolite reminds the ignimbrite or welded tuffs described in the relevant literature (Gilbert, 1938 ; Enlows, 1955 ; Body, 1961 ; Cook, 1963 ; Ewart, 1965) by their textural and structural characters (eutaxitic structures, glass fragments with X, Y, U characteristic contours, column separations), as well as by the lack in stratification and the huge area of location (over 400 km ^{2}). In places the Vlădeasa eutaxitic rhyolites are devoid of ignimbrite character. Thus the existence of a

vertical zonality cannot be noticed. The eutaxitic rhyolite is identical from the Răcad Valley (900 m) up to the Vlădeasa Summit (1,838 m). On the other hand, the rhyolite regional extent with a plane surface lacks since its emplacement was not followed by fracturing, which displaces it.

At last the structural and textural features noticed under microscope distinguish the Vlădeasa rhyolite, and especially that of massive and

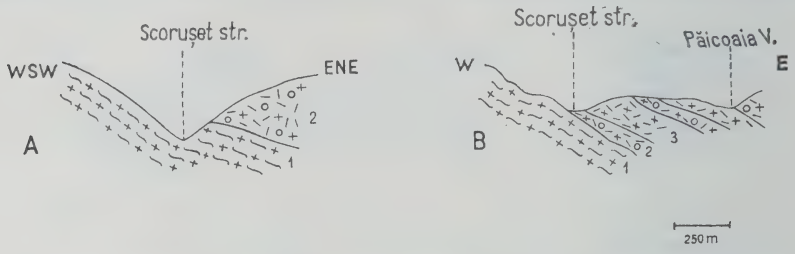


Fig. 8. — Relationships between rhyolites and explosion breccia in the Scoruşet brook zone (A) and Păicoaia Valley (B).
A : 1, eutaxitic rhyolite ; 2, explosion breccia ; B : 1, eutaxitic rhyolite ; 2, explosion breccia ; 3, pyroclastic rhyolite.

eutaxitic facies, from the specific ignimbrite, even in the broadest sense used by Cook. A closer resemblance seems to have the eutaxitic rhyolite with the ignimbrite described by Steiner (1960) in New Zealand, but in the Vlădeasa massif we are not dealing with separations in two liquids of extruded ignimbrite magma.

On the other hand the Vlădeasa rhyolite magma also underwent explosions and generated pyroclastic rhyolite. But as Steiner (1960) and McCall (1965) considered the Vlădeasa eutaxitic ryholite resulted from „flows", but under subvolcanic conditions.

McCall (1965), in his study on froth flow from Kenya, points out the differences between these rocks and rhyolite-dacite ignimbrite, showing that the frothing process could have started even in the magmatic reservoir, towards its upper part. This process continued during both the movement through the feed channel, and during the flow. Concerning the lens-like flattened vesicles of the pitchstone fragments, McCall shows that it does not always represent a subsidence effect, this could be also an effect of the laminar flow.

Within Ohotsk region Speranskaia (1967) divides the ignimbrite formations into hyaloignimbrite, pyroclastic ignimbrite and cataclastic ignimbrite, the last ones being considered as a „facies of eruptive rocks with intermediary position between the intrusive and effusive rocks."

Vlodaveț (1967) points out the existence of these ignimbrite-like subvolcanic rocks but he does not consider them as ignimbrite.

Pantó (1962) divides the ignimbrite into pyroclastic and non-pyroclastic ones. The pyroclastic ignimbrite group would include the ash flow tuff (Smith, 1960 a, 1960 m ; Ross and Smith, 1961),

as well as ignimbrite sensu stricto (Vlodavet, 1961 ; Shirinian, 1961) and the non-pyroclastic group would include the tuffolavas (Maleiev, 1961 ; Petrov, 1961 ; Shirinian, 1961) and ignispumites. the Senonian sedimentary rocks as sills or intrusive sheets, correspond

The field and laboratory data which are now at our disposal regarding the eastern part of the Vlădeasa massif allow us to state that rocks with ignimbrite structure may also form under subvolcanic conditions. Thus the eutaxitic rhyolite located at different levels in the Senonian sedimentary rocks as sills or intrusive sheets, correspond (descriptively but not genetically) to the remelted part of volcanoclasts and especially with reoignimbrite (Rittmann, 1967) or to proper ignimbrite (Steiner, 1960). Such a resemblance exists between the Vlădeasa eutaxitic rhyolites and the froth flows described by McCall (1965). The tuffolavas described and graphically presented by some Russian investigators (Maleiev, 1961 ; Shirinian, 1961) show features similar to the Vlădeasa eutaxitic rhyolite.

The pyroclastic rhyolites, which usually reached the surface and where probably accompanied by a less significant pyroclastic flow, are found within some unconformable bodies and sometimes occur even under obvious subvolcanic conditions. The difference between the dacite emplacement with respect to the Vlădeasa rhyolites are due to the magma higher viscosity — in case of rhyolite, and especially due to the increased amount of gases enclosed in the rhyolite magma. The high mobility of rhyolite magma was obtained by the continuous enrichment in gas and especially water vaporous, both by the differentiation within the magmatic reservoir, and during its uplift towards the surface.

Rittmann (1963) explains the mechanism of the fissural explosive eruptions of the acid magma by the uplifting force specific to these magmas. As the acid magmas are light, even within the sialic crust they uplift and display pressure, arching the cover (Monte Amiata) and forming the volcano-tectonic depressions. When the acid magma reservoir is located at greater depth no bulging is to be noticed ; in such a case fissures due to the distension forces above the magmatic reservoir occur. Beside this fracture type the regional tectonic forces determine the opening of some fracture, which control further on the migration of the acid magmas and the explosive eruptions. Regarding the rhyolite magmas the sudden release leads to the separation of a gaseous phase from the magma and gives rise to a bulge marked by the vesiculation process. The continuous increasing of the volume favours the ascension of the pyromagmas, which occur as a coherent ponce mass yet unsolidified before reaching the surface.

A viscous film is maintained among vesicles, which is broken during a new expansion of the bubbles. Thus the pyromagma erupts as suspensions of small glass fragments yet plastic, and free phenocrysts included in a mass of hot gases.

In the Vlădeasa massif the volume resulted from the emplacement of the huge andesite and dacite masses together with the sinking of the sedimentary deposits and the increasing quantity of gases and especially

water vapours (resulted from the crystallized rhyolite magma or from the surrounding rocks) allowed an important vesiculation of the magma. The continuous increasing of magma volume by the frothing process determined the ascension towards the surface ; the wall unconformities (fractures, bed limits) are used as ways of migration. The eutaxitic rhyolites occur as a result of a laminar flow in a plastic state. The continuous increasing of the quantity of gases under pressure leads, at

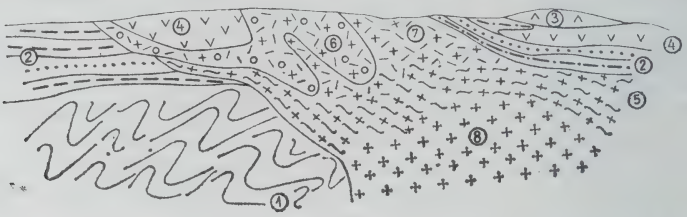


Fig. 9. — Relationship between Vlădeasa rhyolite and surrounding rocks. 1, crystalline schist ; 2, Senonian deposits ; 3, andesite ; 4, dacite ; 5, eutaxitic rhyolite ; 6, explosion breccia ; 7, pyroclastic rhyolite ; 8, massive rhyolite.

least, to explosions which affect both the surrounding rocks from the walls, and the crystallized fraction of the rhyolite magma. Thus the explosion breccias and tuffaceous pyroclastic rhyolite bodies are formed. The location (noticed in the field) of the explosion breccias in the marginal zones of the main eutaxitic rhyolite body and especially in the peripheral zones of the named intrusions, may be explained by the concentration of the largest quantities of gases toward these areas. When the rock cover is not too thick or new fractures cut it and the gas quantity is large enough, then the explosions reach the surface and produce explosion breccias, injected or covered by tufaceous pyroclastic rhyolites. The size and the characteristics of the blocks which compose the explosion breccias depends on the surrounding lithology and the force of explosion. The matrix of the explosion breccias of rhyolite character diminishes gradually away from the contact zone with the eutaxitic and pyroclastic rhyolite bodies. As the distance from the contact with ignimbrite rhyolite rocks increases the breccious character decreases passing to rocks undisturbed from their initial location. South-east of the Vlădeasa massif (basins of the Răcad, Cetățuia and Seaca valleys) the explosion breccias are found in close association with the pyroclastic rhyolites, which are in fact of reduced extent here than west of the Drăganului Valley (C i o f l i c a et al., 1973 ; I s t r a t e, 1975).

Figure 9 shows the relationships between the Vlădeasa rhyolites and environmental rocks.

A certain amount of rhyolites from the main body exhibiting similitudes with ignimbrites sensu stricto but anyhow emplaced under subvolcanic conditions are interpreted rhyolites with ignimbritic textures; concurrently we shall keep the name of Vlădeasa rhyolite for the rocks of the whole massif, massive rhyolite included.

4. *Microgranitic Rhyolite Rocks*

They make up deep rooted bodies of porphyritic character usually depelted in xenoliths. Generally they are located along fracture lines and are represented both by rhyolite dykes and irregular bodies of larger size, when usually grade into microgranitic rocks. Generally their massive porphyritic character beside the lack of xenoliths differentiate them from the rhyolite rocks of the main body. Their colour is yellowish or greyish. Feldspar, quartz and in places biotite phenocrysts may be seen in their mass. Numerous bodies have been separated in field but the greatest one, with a significant prophyritic character, occurs along the Drăganului Valley (south of Alunu). Other microgranitic rhyolite bodies richer in phenocrysts have beend found north-east of the Briţei peak, on the Crăciunului Valley and within the upper basin of the Firii Valley. A large body of massive rhyolite rocks with microcrystalline groundmass grading to fine grained or even microgranitic have been separated at the springs of the Gingineasa Valley. Numerous dykes and irregular bodies are found south-east of the region, nearby the limit of the crystalline basement with the Vlădeasa eruptive massif. The microgranitic rhyolite dykes located in the metamorphic zone are generally hydrothermalized. The rocks are of a yellowish, sometimes rusty colour as they almost always contain pyrite impregnations, subsequently limonitized. The microgranitic rhyolite dykes cut the andesite and dacite bodies but we could find nowhere direct relationships with either rhyolites of the main body or granodiorite and granite rocks.

5. *Granophyre Rocks*

The rhyolite rocks with a granophyric groundmass make up the bodies from the mouth of the Bulzuri Valley and from the peak left of the mentioned valley. The rock nearby the Lunca Vişagului halt is made up of granophyres, which also develop on the left side of the Drăganului Valley. On the right tributary of the Drăganului Valley the crystalline schist outcrop is crossed by granophyres. They are grey- or pink-coloured, with aphanitic groundmass or very fine granular in which some feldspar phenocrysts may be seen. Rarely they contain coarse grained zones. The granophyres intrude the rhyolites of the main body and they seem to have been penetrated in turn by granodiorite and granodiorite porphyry rocks.

6. *Porphyritic Quartz Microdiorite Rocks*

They are frequently met as xenoliths in the granodioritic mass and granodiorite porphyry rocks, and outlined in situ only north of the region, nearby Hodiş. West of Hodiş the greyish-pinkish microdiorite rocks make up a rooted body of reduced size (about 1 km^2) and are brecciated and slightly affected at the contact with the younger granodiorite porphyry rocks, which contain them as xenoliths. In the close vicinity of the microdiorite body xenoliths of this rock type within granodiorite porphyry rocks are similar to the rocks forming the body,

but farther away the microdioritic xenoliths are fresher, blacker, strongly contrasting with the grey mass of granodiorite or granodiorite porphyry rocks.

North-east of the main body some small microdiorite outcrops probably represent small apophyses or dykes, which penetrate and are not included in the Vișag dacites as we previously presumed (Ș t e f a n, 1969).

The presence of porphyritic microdiorite rocks as xenoliths especially in the deep rooted rocks, as granodiorite and granodiorite porphyry rocks, indicates their wider extension towards the depth.

7. *Granodiorite Porphyry Rocks*

Granodiorite porphyry rocks represent the rocks previously described as „Poieni dacite" (G i u ș c ă, 1950).

S t a c h e (in H a u e r and S t a c h e, 1863) defined the family as a whole including in it both granodiorite porphyry and Vișag dacite that occured at the type localities. Following this, Hungarian and Austrian authors continued the study of these rocks and completed it with chemical and microscopical analyses. They investigated especially the granodiorite porphyry rocks well exposed in the Poieni quarries (S z á d e c z k y, 1915 ; C s i k y, 1941, etc.). The picture reproduced in J o h a n n s e n's textbook (1939) represents either the marginal facies of the granodiorite porphyry rocks or a Vișag dacite.

J. S z á d e c z k y (1904, 1906, 1915) pointed out the intrusive character of the granodiorite porphyry and included it together with the Vișag dacite within the „granite-porphyry-dacite" group.

The granodiorite porphyry rocks are greyish, coarse grained rocks similar to, at least with naked eyes, the Valea Lungă granodiorite. They are exposed from north (Cornii Hill) and continue south of Săcueu. Towards east they develop up to the boundary of the eruptive massif and westward they vanish in the Vișag Valley and occur again in the close vicinity of Lunca Vișagului. The granodiorite porphyry rocks are well exposed within the Poieni, Morlaca and Bologa quarries, where column-like separations are noteworthy. In quarries and numerous exposures it is obvious that granodiorite porphyry intruded the dacite body. The intrusion produced thermal metamorphic alteration of the dacite consisting of increasing granulation of the groundmass thus the groundmass exhibits an intermediate pattern between the microcrystalline groundmass characteristic of dacite and the fine grained groundmass, characteristic of granodiorite porphyry. Numerous fissures filled up with zeolites penetrated the granodiorite porphyry rocks. Hornfelses with various mineralogic associations resulted by conversion of crystalline schist xenoliths that occur together with the porphyritic quartz-diorite within the granodiorite porphyry rocks.

8. *Porphyritic Microgranite Rocks*

Porphyritic microgranites are pinkish-coloured rocks with fine grained groundmass (up to 2 mm in diameter) and rare phenocrysts

of quartz, plagioclase and biotite yielding a porphyritic texture. It produced isolated bodies or developed as marginal zone of the larger granite or granodiorite bodies. They are located on the map south of Lunca Vișagului and in two small outcrops at Poieni and north of Săcueu. The relations of the microgranite with granophyres are not yet established ; on the other hand microgranites seem to be penetrated by granodiorite rocks, which occur east of Lunca Vișagului or along the brook descending the southern slope, downstream the Bulzuri Valley.

9. *Granite and Granodiorite Rocks*

Granite and granodiorite rocks built up larger bodies with a significant intrusive character, yielding numerous veins and apophyses throughout the surrounding rocks. They are unhomogeneous from both the structural and mineralogical composition points of view. The granite rocks are predominant but grading to granodiorite is frequent.

Fine-grained granite is common within the body which develops south of Alunu, on the Drăganului and Zărna valleys. South of the Zărna Valley the granite rocks are coarse and the feldspar is larger. Near the Crăciunului Valley coarse grained porphyritic granites are characteristic. At the periphery of the granitic body inequigranular granodiorite rocks, described as dacogranite (S t o i c o v i c i, 1933) are located.

The major body between the Zărna and Zărnișoara valleys, exhibits reduced structural variations but characteristic compositional variations. In this case the granite and porphyritic granite rock predominate too.

Intense compositional and structural variations are noticed in the minor body that occurs near the mouth of the Dara Valley. Along the valley and on the left slope the grey and coarse grained granodiorite rock with xenoliths of quartz microdiorite rocks differentiate from the lighter-coloured, fine grained microgranite partly aplitic rocks located on the peak on the left side of the valley. Proceeding south-east minor exposures contain pinkish-coloured and coarse grained granites with large potash feldspar. Near the springs, at Șente, the granite rocks grade again to granodiorite.

At last, two minor granitic bodies occur at Poieni and east of Măgura Sebeșului.

10. *Lamprophyre Rocks*

The lamprophyre rocks are now mentioned for the first time in the Vlădeasa massif ; they occur in the Cetățuia Valley basin, on a left tributary of the Cetățuia Valley, in the Odrîngușa Valley basin, nearby Vișag and north of Scrind. However it is likely that many other lamprophyre occurrences are to be found, but they are hard to be noticed, especially when located within andesite and dacite rocks.

They are black-coloured, fine grained rocks, which appear as veins up to 1 m thick. They penetrate both the Senonian deposits and the dacite. Although we didn't find them in mutual relations with the other igneous rocks, we consider them, by analogy lamprophyre occurrences of the southern part of the Bihor Mts (J u d e and Ș t e f a n, 1967), as the final magmatic event in the Vlădeasa massif.

Whenever necessary in the detailed description of the Vlădeasa massif structure, we underlined the relationships between the magmatic products and older Senonian deposits, as well as the relationships among the different types of igneous rocks.

Rounded blocks of dacite in the breccious conglomerate rocks, near the contact with the Bohodei-Nimoiasa andesites, probably belong to the Subhercynian magmatism (Giuşcă et al., 1966).

The banatitic magmatism started in the Vlădeasa massif with andesite rocks, which overlay the Upper Coniacian—Lower Maestrichtian deposits ; thus they must be assigned to the Laramian magmatism.

The Lunca and Vişag dacite rocks were emplaced after the andesites. Age relations between the Lunca and Vişag dacite are not clear yet ; it is even difficult to say whether they represent two distinct types or not. Anyhow Giuşcă (1950) mentioned that Lunca dacite appeared earlier than the Vişag dacite. Both dacite types contain andesite fragments and penetrate the andesitic bodies. The Mărgăuţa dacite intrudes the andesite as well as other dacite types.

There is no relationship between the Zărna and Ciripa rhyolites and between these rocks and the dacite types.

Following the emplacement of these rocks, the Vlădeasa rhyolite did occur.

Microgranitic rhyolite, rhyolite dykes, granophyre and porphyritic microgranite are younger than the Vlădeasa rhyolite. Their mutual age relations are difficult to ascertain ; it is likely that they rather represent structural variations not succesive igneous events.

The granodiorite porphyry rocks, widespread in the North, intrude the dacites and seem to penetrate the granophyre rocks on the Bulzuri Valley.

Age relations between granodiorite porphyry and granodiorite rocks are not established yet. It is to be supposed that they were penecontemporaneously emplaced ; the granite rocks seem to be somehow younger.

In this region lamprophyres intruded only the dacite rocks but by analogy with the southern part of the Bihor Mountains (Jude and Ştefan, 1967 ; Ştefan, 1973 [30]) they are considered the youngest rocks of the Vlădeasa massif.

The contact between the igneous rocks of the Vlădeasa massif and the Paleogene deposits (Eocene and Oligocene) from the Transylvania Basin exhibits a tectonic pattern ; blocks of Permian quartzose porphyry, elements of andesite, dacite, rhyolite rocks (but not of granodiorite porphyry rocks) occur within the Morlaca conglomerates of the basal part of the lower red clays, considered of Lower Paleocene—Eocene age [31] (Popescu in Ştefan et al., 1974).

[30] Arch. I.G.G., Bucharest.

[31] In 1969 we considered them (Ştefan, 1969), according to Szádeczky (1930), as Upper Cretaceous in age.

B. Relationships between the Rocks of the East Vlădeasa Igneous Massif and the Neozoic Sedimentary Formations

Post-banatite sedimentary formations belong to the Paleogene, Neogene and Quaternary periods.

Paleogene. The Paleogene sedimentary rocks occur east of the Vlădeasa igneous massif, belonging to the Transylvania sedimentary basin. They correspond to Eocene and Oligocene (Răileanu et al., 1964 ; Dragoș, 1966 ; Popescu in Ștefan et al., 1974), and are represented by interbedded sandstones, marls, clays and limestones. Such sediments were taken into account for providing evidence of tectonic relationships between them and the igneous rocks or crystalline schists. Since the relations are of tectonic type, there are no other aspects to be taken into account except the above mentioned blocks contained by conglomerates at Morlaca, on the Tîrșori Brook.

Neogene. Minor exposures of Neogene sediments have been assigned to Badenian and Pannonian.

The Badenian sediments are found in a small outcrop on the Șesurele Valley and on a right tributary of the Săcueu Valley, 4 km south of the Săcueu locality. They are represented by marls and clays. Gh. Popescu determined a rich and well preserved fauna within marls (Ștefan, 1969). This fauna allowed us to assign these sediments to the Tortonian. At present both Popescu and Nicorici (1972) consider this fauna as characteristic of the Lower Badenian. Since we have no contribution to the age determination of the sediments from this outcrop we agree with their opinion.

Hence it is to be mentioned that we cannot accept the idea of a graben which would delineate the Badenian deposits (Nicorici, 1972). Both the Badenian and Senonian deposits, which have the same geometric position as the subvolcanic dacites, occupied larger areas but they were significantly removed. The mapping results do not provide evidences of minor grabens as that figured by Nicorici.

The Pannonian sediments are generally unconsolidated clays and especially pebbles and large rounded blocks of crystalline schists, andesite, dacite of various sizes (from centimetres up to 1 m) and widespread north of the region. They occur at the altitude of about 700 m, 100 m above the level of the Crișul Repede Valley.

Quaternary. The Quaternary sediments are fairly developed in the region. A beautiful terrace occurs at „Podul Drăganului", between the Drăganului Valley and Crișul Repede Valley. Terraces of reduced extent are found at Bologa, south of Săcueu and Zărna. All the pre-Quaternary rocks of the investigated area built up the terraces ; the sizes of the blocks are variable. The debris are frequent but only major occurrences are represented on the map ; the alluvial fans are commonly figured on the map. The alluvial deposits occur along the main valleys (Crișul Repede, Drăganului Valley, Săcueu Valley) and are represented on the

geological map. The earthflows are generally missing and are not figured on the map.

The Vlădeasa igneous massif, with its rim of crystalline schists, is bordered eastward by an important tectonic line. The dacite superposition was misleadingly interpreted by Mateescu (1926) who stated that the effusions were younger than the sediments. Szádeczky (1930) invalidated Mateescu's conclusions and Răileanu et al. (1964) considered the crystalline rocks of the Mezeș Mountains and the igneous rocks north of Morlaca to thrust over the Paleogene deposits. We followed southward this tectonic line up to Răchițele (Ștefan, 1969) ; in agreement with Răileanu et al. (1964) and in disagreement with Mărgărit et al. (1963 [32]), Ignat (1973) and Dragoș (1966) this line is considered a thrust of slight extent of the crystalline schists and igneous rocks over the sedimentary deposits of the Transylvania Basin.

The N—S fractures, which controlled the emplacement of some igneous bodies of dacite, granodiorite porphyry and granodiorite and the subsequent eastward short thrusting acted later on breaking the nappe at Morlaca and Bociu.

The age of the thrusting was considered as ante-Tortonian for the region north of the Crișul Repede River, since the overthrust did not affect the Tortonian sediments (Răileanu et al., 1964). As it was already stated (Ștefan, 1969) the Tortonian marls (Badenian, respectively) overlying Vișag dacites within the banatitic massif, indicate a later event of uplifting and thrusting than that north of the Crișul Repede River.

V. MINERALOGICAL AND PHYSIOGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE EAST VLĂDEASA BANATITE ROCKS

A. **Andesites**

1. *Pyroxene and Hornblende Andesite*

The dark coloured rocks contain commonly minor amounts of phenocrysts as compared to the amphibole andesite. The andesite body located by the springs of the Voiosu Brook comprises oriented phenocrysts (15% of the rock volume) within the pilotaxitic groundmass, yielding the fluidal characteristic of the rock.

The commonly altered mafic minerals are represented by pyroxene and green hornblende.

Augite (c/Ng = 45—48° and + 2V = 57—58°) is more abundant and occurs as larger crystals (1—2 mm) than hypersthene, which usually appears as microlites in the groundmass.

The widespread green hornblende is usually highly opacitized.

The mafic minerals of the pyroxene and amphibole andesite are even more altered along the south-eastern rim of the massif.

[32] Arch I.G.G., Bucharest.

Plagioclase feldspars represent the main mineral group of the whole andesite rocks. They consist of three succesive generations : early generation with large crystals up to 3—6 mm, zoned in places and usually twinned, intensely corroded and often altered, shows a maximum frequency of anortite content (35—37%) similar to that of plagioclase composed of dacite and granodiorite porphyry rocks (Fig. 10). The second generation with minor crystals (1—2 mm), generally depleted of zones and twinning, shows higher anortite contents (the maximum frequency is of 54—57% An). The final generation consists of acicular microlites, which seem to be even more basic.

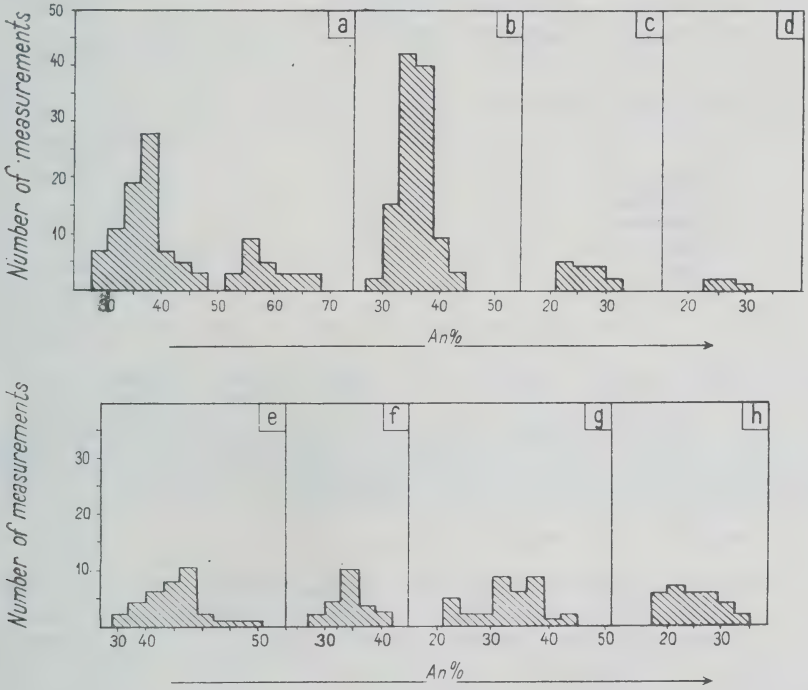


Fig. 10. — Anorthite contents in plagioclases of the eastern Vlădeasa banatites. a, andesite ; b, dacite ; c, Vlădeasa rhyolite ; d, Zărna rhyolite ; e, quartz microdiorite ; f, granodiorite porphyry ; g, granodiorite ; h, microgranitic rhyolite ; granophyre, microgranite, granite.

The groundmass is commonly brownish and pigmented by iron oxides. In places the groundmass of the pyroxene andesite is recrystallized.

Pseudospherulitic fine grained aggregates containing acicular plagioclase microlites are found in places and represent micropoikilitic textures.

In most cases the andesites are hydrothermally altered. The ferromagnesian minerals are replaced by chlorite or chlorite and calcite

with removing of iron oxides so that the primary features of the minerals are hardly distinguishable only by mineralogic contours. In places other minerals are affected too. In the pyroxene andesite of Frăsinet the plagioclase phenocrysts with albite along the fissures and cleavage contain epidote nests, which may replace sporadically the whole crystal. The pyroxene andesite is highly brecciated and silicified at the contact with dacite and rhyolite rocks. Fissures-bearing fine grained quartz cut both the andesite groundmass and the phenocrysts. In places the alterations develop up to very advanced silicification of the andesite giving rise to

TABLE 2

Modal composition of pyroxene and hornblende andesite

Mineralogical composition	%
Plagioclase	10.5—28.3
Pyroxene	1.0— 3.4
Hornblende	0.9— 5.3
Magnetite	0.3— 0.7
Quartz	0.0— 0.1
Groundmass	61.0—86.0

characteristic secondary quartzite of slight extent. Locally green hornblende as alteration product accompanies coarse grained quartz along fissures or in cavities whose shape suggests early destructed pyroxene crystals. A reddish biotite which develops both on pyroxene, hornblende and on fissures, beside quartz was noticed too.

2. *Amphibole Andesite*

Commonly quartz-bearing amphibole andesite rocks are dark-grey coloured with massive, in places, fluidal structure and porphyritic texture. Plagioclase, hornblende, pyroxene, quartz and in places biotite phenocrysts are spread in a pilotaxitic groundmass, which commonly exceeds 70 per cent of the rock volume.

Green hornblende is usually chloritized and opacitized and prevails as compared to phyroxenes, which are even stronger altered.

Quartz is very common and is strongly corroded.

Plagioclase feldspars belonging to the same three crystal generations are similar to those of the pyroxene andesite ; thus the An content was plotted in a single histogram. The twin types of the plagioclase studied under Fedorov universal stage are tested in Table 3.

Agglomerations of plagioclase and hornblende crystals with quartz filling interstices are distinguished in places in the pilotaxitic or fine-grained micropoikilitic groundmass (Briței-Nimoiasa).

Green hornblende is always surrounded by an opacitic rim in the amphibole andesites (sometimes biotite-bearing) of the rooted body (Bă-

nișorul Hill) and related lava flows with similar mineralogical composition (Tab. 4). The textural variations, macroscopically noticed south of the andesite dyke, are much better exposed under microscope. At deeper level, towards the springs of the Odrînguța Valley, the groundmass of

TABLE 3

Frequency of twin-type of plagioclase feldspars (East Vlădeasa banatite rocks)

Rock type	Frequency of twin type						
	Albite	Carlsbad	Albite-Carlsbad	Albite-Ala B	Manebach	Manebach Akline	Pericline
Andesite	23	27	25	23	3	3	1
Dacite	23	17	16	38	5	8	4
Vlădeasa rhyolite	4	1	1	4	—	—	—
Zărna rhyolite	—	—	—	4	1	1	—
Quartz microdiorite	2	11	9	10	—	—	2
Granodiorite porphyry	2	5	4	12	—	—	—
Granodiorite	11	9	6	8	—	1	—
Microgranite rhyolite, granophyre, microgranite, granite	6	5	9	8	—	3	—

the amphibole andesite is well crystallized ; thus the rock is similar to the microdiorite porphyry. At Piatra Bănișorului the andesite contains few phenocrysts ; it is depleted in augite and richer in quartz. It comprises

TABLE 4

Modal composition of amphibole andesite

Mineralogical composition	%
Plagioclase	13.7—25.5
Quartz	0.8— 1.4
Green hornblende	1.3— 2.0
Pyroxene	0.3— 0.8
Apatite	0.0— 0.1
Magnetite	0.4— 0.6
Groundmass	60.2—80.5

opacitized hornblende and exhibits fluidal groundmass with vertical flow strike. Under microscope the characteristic fluidal pattern is given by the alternance of bands with re-crystallized paste sometimes with pseudospherulitic textures with glassy band, carrying acicular microlites of plagioclase.

Generally the amphibole andesites are hydrothermally altered.

Chlorite replaces the primary mafic minerals or appears in the rock groundmass.

Albite occurs along fissures or cleavage planes, often invading the plagioclase crystals.

Epidote occurs with nests on plagioclase crystals or along fissures together with fine-grained quartz.

The hydrothermal alteration is intensive near the contact with dacite and rhyolite rocks.

B. Dacites

1. *Lunca Dacite*

The Lunca dacites are black and subordinate grey-coloured massive rocks containing reduced plagioclase phenocrysts, which yield the porphyry character of the whole rock.

Under the microscope the Lunca dacite is rather homogeneous, exception being the case when it contains xenoliths of the intruded rocks.

The groundmass often exhibits a fluidal characteristic ; it is generally criptocrystalline or glassy and locally microcrystalline.

Pseudospherulitic centres of ordering occur in places throughout the groundmass.

The phenocrysts are mainly represented by plagioclase feldspar in places as idiomorph crystals but usually as fissured, broken grains with angular contours. Hornblende, biotite and local pyroxenes as primary minerals, and magnetite, apatite, sporadically zircone and orthite as accessory minerals complete the mineralogical picture of the Lunca dacite.

Generally unaltered plagioclase feldspars are commonly zoned and twinned. The anorthite contents range between 34—42 per cent but the most frequent values are around 38 per cent An. The histogram of anorthite contents cumulated for all dacite varieties is represented in Figure 10 b and the twin types in Table 3. The anorthite content variation in zoned crystals is less expressed ; generally the plagioclase is andesine, the An content decreasing from the core to the periphery ; reccurrences of 3—6 per cent An, are seldom found.

Quartz, usually corroded by the groundmass, is often fissured and fragmented in the same way as plagioclase.

Pyroxene represented by hypersthene ($c/Ng = 0°$; $- 2V = 57°$) and sporadically by augite, is locally magmatically corroded by hornblende or biotite.

Green hornblende often shows an opaque rim.

Usually unaltered biotite exhibits common undulations (microfolds) conformable with the flow lines of the fluidal groundmass, whereas the other phenocrysts are fissured.

In places the mafic minerals are pseudomorphosed by chlorite, epidote or calcite ; in this case their primary pattern is hardly noticed.

In some cases biotite was replaced by pennine while green hornblende is generally unaltered.

Plagioclase feldspars are locally intersected by a fine network of fissured filled up with albite. Sericite occurs locally by replacement of plagioclase. Plagioclase is often replaced by epidote in the breccious dacites with many andesite xenoliths and crystalline schists (Răcad Valley) ; spatially related slight pyrite impregnations also occur. Table 5 shows the variation of mineralogical composition of the Lunca dacite.

TABLE 5

Modal composition of Lunca dacite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase feldspars	3.25/1.35—0.20/0.08	30.4 —34.6
Quartz	1.40/1.15—0.25/0.08	3.5 — 9.2
Pyroxene	1.90/0.60—0.08/0.06	0.4 — 0.8
Hornblende	1.30/0.60—0.15/0.05	2.6 — 4.0
Biotite	1.00/0.25—0.09/0.02	2.0 — 3.2
Opaque minerals	0.65/0.50—0.02/0.02	0.4 — 0.8
Apatite	0.65/0.50—0.02/0.02	0.04— 0.06
Groundmass		50.3 — 60.4

2. *Vişag Dacite*

They are grey or blackish-coloured massive rocks with a more pronounced granular character than the Lunca dacite.

The phenocrysts, which sporadically exceed 50 per cent of the rock volume, are represented by plagioclase feldspars, quartz, biotite, hornblende and in places pyroxenes ; opaque minerals, apatite, and zircone occur as accessory minerals.

Idiomorphic plagioclase feldspars are frequently zoned with local recurrences and twinned according to albite, Carlsbad, albite-Carlsbad, albite Ala B and in few cases to other twinning laws (Tab. 3). The anorthite contents range between 31—42 per cent An (Fig. 10 b) but the most frequent values are around 37 per cent An.

Quartz phenocrysts, usually more abundant than in Lunca dacite, are strongly corroded with a skeleton-like shape.

Biotite proportionally prevails with respect to green hornblende : it is locally undulated, with fasciculated terminations, suggesting that it crystallized simultaneously with the groundmass. In places it is opacitized and frequently slightly chloritized.

Green hornblende, corroded by the groundmass, sporadically exhibits an opaque rim. In some cases hornblende crystals were corroded by biotite.

Pyroxenes represented by hypersthene, subordinately by augite, occur sporadically.

The groundmass is usually microcrystalline, in places cryptocrystalline or even glassy.

The degree of groundmass crystallization increases at the contact with the granodiorite porphyry rocks.

Table 6 shows the variation of the mineralogical composition of the Vișag dacite.

TABLE 6

Modal composition of Vișag dacites

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	3.00/1.60—0.20/0.10	30.08—40.59
Quartz	2.10/1.20—0.07/0.05	4.61— 7.96
Pyroxene	1.50/0.50—0.50/0.20	0 — 4.28
Hornblende	1.20/0.50—0.20/0.05	22.27— 4.28
Biotite	2.70/0.90—0.20/0.05	2.43— 4.88
Opaque minerals	0.20/0.20—0.05/0.05	0.58— 1.10
Apatite	0.50/0.10—0.05/0.05	0.06
Zircone	0.10/0.05—0.05/0.05	0.70
Groundmass		42.31—54.44

The dacite rocks include locally fragments of the pre-existent rocks.

Fragments of Permian rhyolite tuffs (north of Măgura Vișagului) siltstones and quartzite broken from the Senonian sediments, as well as the andesite rocks, are mainly encountered as xenoliths. The xenoliths abundance increases closer to the contact of the dacite with the intruded rocks. The alterations undergone by xenolith-bearing rocks are insignificant and restricted to slight re-crystallization and/or hydrothermal alterations.

South of Bologa some skarn blocks consisting of garnets, vesuvianite and calcite formed by conversion of marls or Senonian marly-limestones, occur ; this area contains numerous outcrops of Cretaceous sedimentary deposits invaded by dacite magma. [33]

Generally speaking the Vișag dacite occurrences are among the most unaltered rocks of the Vlădeasa massif ; anyhow local hydrothermal alteration yielded chlorite, albite, epidote and calcite, as well as zeolite (stilbite, laumontite) veins that cut the granodiorite porphyry rocks too.

Black-coloured exposures of reduced size and vitreous groundmass occur 4 km south of Bologa.

---

[33] I. Solomon (oral communication) found skarn blocks at Poieni on a left tributary of the Crișul Repede River, but he considered them as a result of implement of the Triassic limestones supposed to be found in the basement.

The rocks prior called hyaloandesite (Ştefan, 1969) are built up of a hyaline fluidal paste (59.7%) and strongly fissured and fragmented plagioclase phenocrysts (31.7%) ; plagioclase is zoned and twinned with an anorthite content ranging between 32—40 per cent. Hypersthene and augite (3.1%), hornblende (2.4%) and biotite (1.8%) and (up to 0.8%) accessory magnetite and apatite occur too. Fragments of andesite, quartzite and rhyolite tuffs are variously included in this rock.

3. *Mărgăuţa Dacite*

The grey-greenish coloured Mărgăuţa dacite exhibits a more characteristic porphyritic character than the Lunca and Vişag dacite rocks ; it shows intermediate textures between dacite and the granodiorite porphyry rocks.

The phenocrysts of larger size than those of the above described dacites, but more reduced than those of the granodiorite porphyry, are of limited abundance in the rock (Tab. 7).

Usually plagioclase (An 32—37%) is pseudomorphosed by albite and/or calcite and sericite.

Biotite and green hornblende are in most cases completely opacitized or replaced by chlorite and calcite.

Quartz is strongly corroded by the groundmass.

The groundmass usually shows a granophyric character and locally is cryptocrystalline, but never glassy. Chlorite and calcite are commonly in the groundmass.

TABEL 7

Variation of mineralogical composition of Mărgăuţa dacite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	3.60/2.20—0.40/0.20	28.6 —35.5
Quartz	2.30/2.20—0.10/0.10	3.4 — 8.4
Green hornblende and biotite (transformed)	1.80/0.70—0.10/0.05	3.4 —7.3
Opaque minerals	0.30/0.30—0.04/0.03	0.5 —2.2
Apatite	0.30/0.05—0.09/0.05	0.01—0.05
Groundmass		53.2 —58.6

C. Rhyolites

1. *Zărna Rhyolite*

Zărna rhyolite exhibits a characteristic banded aspect and contains only few phenocrysts (4.4—5.1%).

The banded aspect is given by the alternance of some bands with different degree of crystallization and even of composition (eutaxitic structures). The groundmass as a whole is completely crystallized.

Grey larger bands are distinguished under the microscope ; they contain grains with unclear contours in the crystallized groundmass. Such bands alternate with narrower clear bands, made up of quartz in elongated grains, disposed normally to the flow direction, leaving median space either empty or filled by potash feldspar (axiolitic textures). In other cases, when the fluidal character is less marked, round clear centres are distinguished throughout the grey rock ; the quartz is radially disposed within these centres (spherulitic textures).

Larger grains of quartz followed by green mica flakes are found overlapping this structural pattern ; locally it occurs along the plane which separates the bands or intersects them.

Plagioclase phenocrysts (oligoclase with 24—29% An), usually pseudomorphosed by sericite and/or calcite, generally trending conformable with the flow directions from the groundmass, is of reduced extent (1,3—2.2%).

Sporadic occurrences of quartz phenocrysts (0—1.3%) are corroded by the fine grained groundmass.

Among the ferromagnesian minerals (0.2—2.0%) brown biotite microlites occur in places, whereas light green pleochroic biotite flakes are ubiquitous in association with quartz grains or within the groundmass, in places they associate as aggregates with sericite.

According to its macroscopic and microscopic characteristics the Zărna rhyolites are rather similar to the Permian welded tuffs that occur north of Traniș.

2. *Ciripa rhyolite*

At first glance the Ciripa rhyolite is similar to the Zărna rhyolite but contains more phenocrysts (10%) and the groundmass shows an even pronounced grained character.

Quartz, always present as phenocrysts (1.2—3.2%) is more frequent than plagioclase (1.0—3.0%) ; both are corroded by the groundmass.

Plagioclase with a composition similar to that of the Zărna rhyolite (20—26% An) is twinned and locally weakly zoned. It is intensely pseudomorphosed by sericite. In places pseudomorphosed albite and epidote were noticed.

Rare biotite phenocrysts are usually opacitized or baueritized.

The groundmass is made up of grey bands, quartz-feldspath intergrowths, in alternance with clear bands of granular quartz with distinct contours. Sometimes the groundmass granulation increases, yielding microgranitic texture, widely represented west of the Drăganului Valley (Istrate, 1971).

Pyrite impregnations occur in the whole rhyolite body.

3. *Vlădeasa rhyolite*

The rhyolite rocks of the Vlădeasa main body are grey-blackish coloured turning into whitish when altered, with massive or fluidal structure and porphyritic texture. The identical mineralogical and

chemical composition is characteristic of the whole Vlădeasa rhyolite complex in spite of the textural variations and different xenolith occurrences (quartzite, sandstone, clay, limestone, andesite). The main minerals (quartz, plagioclase, orthoclase) with up to 1—4 mm, are usually fissured or fragmented. The crystal fragments, xenoliths as well as the glass fragments (shard) of the pyroclastic rhyolite, as well as ponce of the eutaxitic rhyolite produced a distinct tuffaceous character. The crystals exhibit the same character (that is they are fissured or fragmented) and the xenolith occurrence is ubiquituous even in the case of massive facies depleted in fragments of vesiculated rock or glass.

The amount and the characteristic of the xenoliths vary from one place to another according to the distance from the contact with rocks yielding xenoliths and to the size of the rhyolite body. Neither increasing amount of xenoliths within eutaxitic rhyolites (I s t r a t e, 1976) with respect to the pyroclastic rhyolites, nor compositional variation between these two types were noticed. However this fact can be determined by the restricted extent of the vitroporphyric rhyolite which occurs especially in the west Vlădeasa.

The phenocrysts participate in variable amount in the rock composition (Tab. 8).

The quartz, representing more than a half of the whole phenocryst amount, is significantly corroded by the groundmass or occurs as fragments.

The feldspar minerals variously participate in the rock composition and usually orthoclase feldspars are of reduced extent compared with

TABLE 8

Variation of mineralogical composition of the Vlădeasa rhyolite

Mineralogical composition		%
Quartz		3.0 —12.5
Plagioclase feldspar		2.0 —10.2
Potash feldspar		0.1 — 5.0
Opaque minerals		0.05— 0.4
Groundmass		71.4 —88.0
Xenoliths	andesite	0.2 — 2.0
	sandstone and clay	0.5 — 3.5
	quartzite and micaschist	0.5 — 5.0

plagioclase feldspars. They are fissured or fragmented and present in places undulatory extinctions.

Usually altered plagioclase feldspars are twinned and rarely zoned ; they show a rather large compositional variation (21—34% An, Fig. 10). Plotted on diagrams they are located either on the curve of high temperature or between this and the curve of low temperature.

The potash feldspar is also fragmented and altered, it consists of orthoclase (in places pertithic), with an angle of $2V_X = 56—78°$. Sanidine

occurs locally (in the blocks of the Paleogene conglomerates at Morlaca).

Usually opacitized biotite is sporadically found, whereas green hornblende occurs scarcely.

The following accessory minerals are found : magnetite, apatite, zircone, orthite and subordinate sphene.

Minerals as green hornblende, actinote, biotite, epidote, chlorite, calcite and sericite formed as a result of pneumatolitic-hydrothermal processes.

Especially epidote is very frequent and occurs as grains in a chloritic mass, formed by conversion of both biotite and feldspars ; it is also found within the groundmass.

Clear albite which penetrates the plagioclase crystals along fissures is found only when feldspars are not completely opaque because of a pelicle of clayey minerals.

Calcite is present both in plagioclase and within the groundmass but especially in xenoliths.

The groundmass is usually microcrystalline or cryptocrystalline, in places vitreous and presents unhomogenities, determined both by the xenoliths presence and the crystallization degree from one sector to another.

Especially in parallel nicols the groundmass exhibits characteristics belonging to each of the Vlădeasa rhyolite facies.

The groundmass of the eutaxitic rhyolite is grey in parallel nicols and expresses in places parallel lighter continuous bands or lens-like strings. In cross nicols these lenticular zones exhibit higher degree of crystallization, contrasting with the common cryptocrystalline groundmass. In places such bands or microcrystalline lenses alternate with band-bearing a commonly chloritized glassy groundmass with rounded vacuoles filled up with quartz. The phenocrysts are generally oriented conformable with the flow direction and usually surrounded by a better crystallized groundmass. In places it is very clear that the groundmass embays the phenocrysts and the xenoliths, whereas the flow lines continue without showing the fragmentary character of the groundmass. In other cases, spherulitic structures resulted from devitrification within the lens-like fragments of highly vesiculated rhyolite. Locally, spheric, perlitic separations are found in the vitreous or cryptocrystalline rocks, which exhibit a significant fluidal character. These sections of the eutaxitic rhyolite exhibit fragments of the same type (eutaxitic) and composition paralleling the flow direction. Such fragments were undoubtedly brocken from the early crystallized fraction of the subvolcanic eutaxitic rhyolite, probably at the contact with the cold wall of the intrusion.

Frequently eutaxitic rhyolite encloses fragments of quartzites and limestones and especially of sandstones and marly clay, showing lens-like branching terminations distributed parallel with the strikes of the groundmass ; they grade within the microcrystalline groundmass. The contact between eutaxitic rhyolites and marly clay schists or sandstones was also observed in thin section. Digestion or decomposition or marly clay, sandstones or microconglomerate by the rhyolite melt are noticed

too ; the rhyolite becomes darker and richer in calcite near the contact with the marly-clays.

Under the microscope the eutaxitic rhyolite is almost identical with the ignimbrite described in the relevant literature and presented in pictures. Detailed microscopical investigations listed above confirm the volcanic evolution and architecture that was early exposed within the chapter concerning the structure of the massif. The shape and size of the bodies and the mechanism of emplacement together with the microscopical investigations point out a frothing process and a laminar flow of rhyolite magma during its consolidation.

The groundmass of the pyroclastic rhyolite presents various characteristics. East of the Vlădeasa massif vitroporphyric rhyolites are of slight extent. In this case the glass fragments, commonly devitrified, with convex-concave contours, with characteristic shapes of X, Y, U etc., well exposed especially in parallel nicols made up the groundmass, which encloses fragmented phenocrysts of feldspar and quartz, as well as xenoliths. This is the welded tuff texture known in the relevant literature. The glass is usually devitrified and the fragments are distinguished only within the parallel nicols. Locally, the fragments are also distinguished in cross nicols and characteristic textures may be recognized (axiolitic, pectinate or fine-grained). The spherulitic structures are frequent at a higher degree of devitrification. More frequently the pyroclastic rhyolite rocks east of the Vlădeasa massif are made up of angular fragments of eutaxitic or massive rhyolite, which, beside xenoliths, are cemented by a rhyolite matrix of the same composition. In this case glass fragments with characteristic contours are of reduced extent. Similar characteristics may be observed not only in the case of pyroclastic rhyolite, which probably penetrated up to the surface generating explosions, but in subvolcanic conditions, too. In such cases the rhyolite rock fragments of eutaxitic texture, in places with or without phenocrysts, are included, beside numerous sandstones or quartzite fragments, in a rhyolite matrix with xenoliths of andesitic pilotaxitic groundmass. Quartz and feldspar phenocrysts of the rhyolite matrix are identical with those from the fragments they cemented.

The two textural characteristics of the pyroclastic rhyolite are probably determined both by the depth of consolidation and by the crystallization degree of magma during the explosion. It is likely that the pyroclastic rhyolite, which comprises groundmass with convex-concave glass fragments, would have formed from a highly vesiculated magma, wich reached the surface fast enough; the explosion destructed the magma wich rapidly consolidated as glass in fragments with bizarre contours.

On the other hand, in subvolcanic conditions or in case of a slow uplift of magma this magma started to consolidate ; the increasing content of gases determined explosions wich broke up both the initially crystallized fraction and the rocks in close vicinity. This amalgam of fragments was subsequently invaded by the rhyolite magma yet uncon-

solidated and which, released by gases, would consolidate as a breccious rock with a massive structure.

The rhyolites with massive structure show a better crystallized groundmass but the phenocrysts, although of larger amount, exhibit the same characteristics. The xenoliths enclosed in the groundmass are of the same type and in places near the contacts with the rocks from the basement are very abundant. Under the microscope rhyolite glass fragments enclosed in the massive rhyolite groundmass are to be noticed.

D. **Microgranitic Rhyolite**

Rocks of this type occur in numerous small bodies throughout the whole Vlădeasa massif, penetrating both the basement and the above described andesite, dacite and rhyolite rocks.

They are grey-coloured turning into white-yellowish or white -pinkish when hydrothermally altered.

The amount and the size of phenocrysts vary from one body to another and the groundmass shows variations from cryptocrystalline to microgranitic, which depend on the location whithin the body or on the size of the body itself.

The microgranitic rhyolite of the dyke located south of Alunu village, are grey-coloured, with minor amount of phenocrysts (14.6%) ; the groundmass (85.4%) is fine-grained and comprises microlites (0.01 mm) depleted of crystalline contours.

Plagioclase (oligoclase with 20—22% An) occurs as phenocrysts up to 1 cm large ; they are twinned (albite, albite-Carlsbad, Carlsbad) and weakly zoned, often sericitized and represent the major amount (10.5%) of the phenocrysts.

Quartz (2.8%) intensly corroded, often skeleton-like, biotite (0.9%) and hornblende (0.1%) always completely chloritized, beside magnetite (0.2%) and apatite (0.1%) are found also within the microgranitic rhyolites south-east of Alunu.

Other bodies of microgranitic rhyolite composition contain higher amount of phenocrysts, whereas the groundmass is stronger crystallized.

Thus the greyish-whitish rhyolite with pinkish spots of the body which penetrates the amphibole andesite from Crăciunului Valley — north-east of Briței — comprises predominantly a granophyric groundmass, while the phenocrysts (quartz, orthose, oligoclase and biotite) exceed 20 per cent. Quartz, plagioclase feldspar and orthose are up to 0.5 cm. Plagioclase is strongly albitized and sericitized, and biotite is usually replaced by penninite.

A similar pattern is presented by rhyolite that grades into granite porphyry or porphyritic microgranite, within the body located at the Firii Valley springs. The phenocrysts exceed 30 per cent of the bulk rock and their size varies between 0.5 mm and 1 cm. Plagioclase feldspars are intensely albitized while quartz is strongly corroded. Both quartz and orthose are more abundant than plagioclase. The groundmass is granophyric or microgranitic. Magnetite and orthite are accessory minerals.

Interesting structural variations are noticed within the microgranitic rhyolite body located north-east of the Iconița Hill. At the margins of the body the groundmass, which includes rare andesite fragments, is fine cryptocrystalline and shows a fluidal structure. The minute phenocrysts (0.5—1.5 mm) do not exceed 10 per cent of the bulk rock and are represented by quartz, plagioclase, in places orthose and biotite. In the central part of the rhyolite body the groundmass becomes fine-grained, and the microlites present crystallographic contours. The large (2—3 mm) phenocrysts corroded by the groundmass exceed 30 per cent of the whole rock and they are represented by plagioclase (slightly albitized and sericitized along fissures), orthoclase, quartz and biotite (often chloritized). In this case the rock presents the characteristics of a granite porphyry, similar, from the textural point of view, to the Poieni granodiorite porphyry.

The structural variations are much more distinctive in microgranitic rhyolite bodies north of Scrind. Fine felsitic, even virtophyric groundmass of the marginal zone grades into microcrystalline or microgranitic groundmass containing well crystallized orthoclase and quartz microlites and radiar aggregates of muscovite towards the core of the body. In places a highly crystallized phaneritic groundmass did occur ; it contains quartz and pertitic orthoclase yielding graphic textures. In this case relicts of intensely corroded large plagioclase phenocrysts are to be found. No matter the groundmass structure, the phenocrysts ($<10\%$) are represented by the same minerals : plagioclase (intensely sericitized), quartz (corroded) and biotite (baueritized) associated in places with magnetite, apatite and zircone.

Usually the microgranitic rhyolite is altered (sericitized, silicified) and impregnated with pyrite.

Such alteration seems to be even more intense in the microgranitic rhyolite bodies north of Scrind (Mărgăuța Valley, Mișinii Brook), as well as within the Gingineasa Valley basin, where related mineralization did occur.

E. Granophyre Rocks

These rocks are porphyritic with few phenocrysts, pinkish- or greyish-coloured. Phenocrysts of quartz, plagioclase, orthoclase and biotite are included in the granophyric groundmass (86—94%). All phenocrysts (especially quartz) are intensely corroded by the groundmass.

A granophyric or micrographic rim may be noticed around the quartz phenocrysts.

Twinned (albite, Carlsbad, albite-Carlsbad, albite Ala B) and weakly zoned plagioclase (10—24% An) crystals are the most common phenocrysts ; they are often slightly argillized and locally invaded by albite (along fissures).

Orthoclase ($2V_X = 44—66°$), including in places plagioclase, is usually unaltered and occurs in limited amounts up to 3 per cent.

Biotite occurs both as larger phenocrysts and within the groundmass (1.5—2.5%) and is replaced by penninite.

Apatite is found as rare inclusions in magnetite or in biotite; sphene and orthite occur seldom. Epidote that replaces biotite may by noticed.

F. Porphyritic Quartz Microdiorite

The quartz microdiorite is fine-grained, grey-blackish or grey-coloured, locally with pinkish tinge depending on the alteration degree. With naked eyes prismatic microlites of plagioclase feldspar and mafic minerals and, in places, larger plagioclase feldspar crystals providing the porphyritic character are to be noticed.

Under the microscope the rock shows a massive structure and a hypidiomorphic-grained texture. Very often the groundmass exhibits doleritic pattern, plagioclase prismatic crystals are divergent disposed, making up a net with meshes filled up with quartz and orthoclase. The mafie minerals are represented by green hornblende and biotite whereas the accessory minerals by magnetite and seldom by apatite.

Plagioclase microliths, which make up the fine-grained groundmass, are twinned (Table 3) (albite, albite-Carlsbad, Carlsbad) but unzoned. The anorthite contents range between 37—51 per cent An (Fig. 10). The large plagioclase phenocrysts are twinned and zoned. The anorthite contents are lower (29—39% An).

Orthoclase (— 2V = 48—53°) is frequent and differs from the clear plagioclase by its grey colour (due to the alteration), orthoclase corrodes in places plagioclase. Locally it forms graphic intergrowth with quartz. Seldom it is idiomorphic or included beside plagioclase within quartz, generating poikilitic features.

Hornblende is usually altered, breaking up into chlorite and opacite. Only once corrosions of hornblende by biotite was noticed.

Brown biotite is replaced by penninite that early substituted the crystals edges and then penetrated along cleavage planes, totally replacing the crystal.

Chlorite is often accompanied by grains of opaque minerals and rarely epidote.

Apatite, still fresh in the chloritic mass, is rather rare.

In the case of microdiorite rocks of the Hodiş body the mineralogical composition is generally similar to the microdiorite xenoliths but the rock located at the periphery of the granodiorite porphyry intrusive body, underwent significant pneumatholitic or hydrothermal alterations. The mafic minerals remain only as relicts, generally replaced by chlorite or opacite. The subsequent supergene alteration processes determined the levigation of the mafic and opaque minerals; the iron hidroxides are dispersed all over bleaching the rock that may show a pinkish tint too. The hydrothermal alterations (sericitization, chloritization, albitization) are characteristic of the microdiorite from the Hodiş body. Plagioclase crystals (38—50% An) with the clear rim are twinned, zoned and cross-cut by a net of fissures filled up with albite. An inters-

titial mass representing a quartz-feldspar granophyric intergrowth, forms in places rims around the plagioclase crystals. Such rims are also disposed around some „idiomorph" orthoclase crystals whose contours resulted by corrosion. Plagioclase is invaded by orthoclase. Reddish biotite in small flakes disposed in nests throughout the groundmass is characte-

TABLE 9

Mineralogical composition of quartz microdiorite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%		
		a	b	c
Plagioclase	1.3/0.3—0.2/0.05	52.4	30.5	23.3
Orthoclase	1.1/0.4—0.1/0.05	13.9	6.5	—
Quartz	1.1/0.4—0.1/0.05	6.4	3.5	8.4
Granophyre intergrowth	—	—	48.3	—
Hornblende	1.4/0.1—0.1/0.07	18.9	—	0.4
Biotite	0.2/0.1—0.07/0.05	4.0	—	2.3
Chlorite	—	1.4	9.7	6.6
Opaque minerals	0.1/0.07—0.04/0.02	2.5	1.4	1.0
Calcite	—	0.4	—	—
Microcrystalline groundmass (quartz, orthoclase, plagioclase)	—	—	—	58.0

ristic of postmagmatic formation. Zeolites locally occur in connection with hydrothermal processes associated to the granodiorite porphyry rocks, which cut the quartz microdiorite. The mineralogical composition of the unaltered microdiorites of the Lunga Valley enclaves (a) and Hodiş microdiorites (b) and of apophysis, are presented in Table 9.

G. Granodiorite Porphyry

They are grey-coloured rocks with massive structure and porphyritic texture.

Under the microscope the fine-grained groundmass appears often containing microlites with orthoclase crystallographic contours ($2V_x$ = 40—64°) and Carlsbad twinning, as well as quartz grains ; plagioclase occurs too in the groundmass. Seldom and only at the periphery of the granodiorite porphyry bodies, the grains of the groundmass do not exhibit clear contours ; the groundmass is similar to the granophyric groundmass of the Mărgăuţa dacite. The size of the quartz and orthoclase grains occurring in the groundmass ranges between 0.4/0.2—0.1/0.05 mm (quartz) and between 0.9/0.3—0.1/0.05 mm (orthoclase). Phenocrysts of plagioclase, quartz, hornblende and biotite are included in the groundmass, exceeding 50—75 per cent of the bulk rock (Tab. 10) ; exceptionally orthoclase is found too.

Up to 1 cm long crystals of plagioclase are twinned (Tab. 3) and zoned. Anorthite contents range between 27—42% An (Fig. 10) but the

values of maximum frequency are between 33—36% An. A clear albitic rim with negative relief may be noticed around the plagioclase phenocrysts ; veinlets branch from the rim along fissures or cleavage planes

TABLE 10

Modal composition of granodiorite porphyry

Meniralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	4.0/1.7—0.2/0.1	20.8 —41.2
Orthoclase	1.6/1.0—0.4/0.3	0 — 0.7
Quartz	3.0/1.7—0.2/0.2	0.6 — 4.9
Hornblende	4.8/1.4—0.2/0.1	0.8 — 4.5
Biotite	1.4/1.0—0.2/0.1	1.4 — 6.0
Magnetite	0.6/0.4—0.02/0.02	0.4 — 1.2
Apatite	0.3/0.2—0.07/0.07	0.02— 0.1
Zircone	0.1/0.03—0.05/0.02	0.01— 0.05
Groundmass	—	50.70—73.50
— quartz	0.33/0.15—0.05/0.04	22.6 —24.6
— orthoclase	0.25/0.07—0.04/0.02	29.2 —36.6
Chlorite	—	0.01— 2.4
Calcite	—	0— 0.6

of the phenocryst. In places only albite veinlets are noticed and the plagioclase albitization is restricted to the phenocryst centre.

Quartz phenocrysts exceeding in places 5 mm length, are strongly corroded by the fine-grained groundmass ; they are less extended than plagioclase phenocrysts. Both unaltered and opacitized or chloritized hornblende and biotite are, as well as plagioclase and quartz, corroded by the groundmass. Locally hornblende is corroded by biotite.

Magnetite, apatite and zircone are frequent in the granodiorite porphyry groundmass.

Penninite resulted by hydrothermal substitution of biotite and clinochlore by replacement of hornblende.

Replacements of hornblende and plagioclase by calcite and of plagioclase by sericite are less abundant.

The occurrence of zeolites (stilbite, laumontite) is characteristic of the granodiorite porphyry. They are very common especially north of the massif, at Hodiş, Poeni, Bologa and Traniş. They occur along fissures together with calcite (Poeni, Ghizela quarry) or as pseudomorphose plagioclases (Cetatea Valley, Bologa).

H. Porphyritic Microgranite

They are pinkish or grey-coloured, massive and fine-grained rocks.

Mineralogically they are identical with the granites ; they represent marginal facies of the granite bodies and differentiate from them only from textural viewpoint.

Rare phenocrysts of oligoclase, sporadic of quartz and isolated of biotite (Tab. 11) are included in a fine-grained groundmass of quartz, orthoclase, plagioclase and biotite.

TABLE 11

Modal composition of porphyric microgranite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	1.7/0.8—0.06/0.03	19.8 —22.3
Orthoclase	1.0/0.7—0.04/0.03	36.2 —41.9
Quartz	1.1/0.9—0.06/0.04	29.4 —39.6
Biotite (often chloritized)	1.2/0.3—0.06/0.04	0.6 — 6.2
Opaque minerals	0.2/0.1—0.04/0.02	0.1 — 0.5
Apatite, zircone, sphene	—	0.05— 1.1

Usually unaltered plagioclase, either as phenocrysts (2—4 mm) or microliths in the fine-grained groundmass show the highest degree of idiomorphism ; it often appears corroded by quartz and orthoclase. They are twinned (Tab. 3) and seldom zoned. Anortite contents (Fig. 10) do not exceed 35 per cent for phenocrysts and range between 10—26% An for the microlites of the groundmass.

Quartz seldom appears as phenocrysts and lacks crystallographic contours, being corroded by the fine-grained groundmass.

Commonly unaltered hypidiomorph biotite is locally converted into penninite. It frequently includes apatite and zircone.

The slightly perthitic allotriomorph orthoclase is sometimes twinned (Carlsbad law) and only sporadically occurs as phenocrysts ; the $2V_x$ is variable : 52—54° — for the Bulzuri Valley microgranite — and 68—72°, respectively — for the porphyritic microgranite at the Zărna Valley mouth.

I. Granite and Granodiorite

Granite and granodiorite are massive rocks, due to their similar mineralogical composition they could not be always separated macroscopically. Although bodies exclusively made up of granodiorite (Lunca Vișagului) are differentiated, as well as some built up exclusively of granite (Zărna Valley — Zărnișoara Valley). Common grading between the two petrographic types is noticed ; a granodioritic rim is often found at the boundary of the granitic bodies (Crăciunului Valley, Dara Valley). In most cases the rocks of this peripheric zone are porphyritic.

Granodiorite is a dark grey rock, made up commonly of plagioclase, orthoclase, quartz, biotite ± hornblende (Tab. 12). Accessory minerals (apatite, magnetite, sphene, zircone), as well as secondary minerals (chlorite, albite, epidote, calcite and sericite) are found too.

TABLE 12

Modal composition of granodiorite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	2.5/1.7—0.1/0.06	46.6 —53.0
Orthoclase	1.0/0.7—0.05/0.03	20.2 —24.6
Quartz	1.5/1.3—0.1/0.06	10.0 —25.0
Green hornblende	0.9/0.2—0.05/0.03	0 — 3.6
Biotite	0.8/0.4—0.05/0.03	5.0 —11.7
Apatite	0.08/0.03—0.03/0.02	0.1 — 0.3
Sphene	0.3/0.1—0.08/0.03	0 — 0.1
Zircone	—	0 — 0.1

Usually idiomorph plagioclase is locally corroded by quartz and orthoclase ; it is twinned, seldom zoned. Anorthite contents widely range (23—42% An) from one body to another, as well as within the same body.

Frequently around the large plagioclase phenocrysts an albitic rim from which veinlets emerge towards the phenocrystal core is to be noticed. Often enough plagioclase is surrounded by a granophyric rim.

The allotriomorph, slightly perthitic orthoclase, in places with Carlsbad twinning, and a very small 2V angle (— 2V = 44—48°), is easily distinguished under the microscope by its darker grey colour in comparison with plagioclase and quartz ; usually it appears as small grains, often graphically as intergrowths with quartz, making up the matrix of much more developed plagioclase.

Hornblende occurs in places, whereas biotite, which locally corrodes it, is always present. Both minerals are usually unaltered and in places chloritized.

Epidote and seldom hornblende and biotite are found along fissures which cut the rock.

Granite differs from granodiorite by the lighter white-pinkish colour and is characterized by major structural variations.

In the granitic body cropping out along the Drăganului Valley, between the Zărna and Crăciunului valleys, there is a grading from the clear pink microgranite in the north, to coarse grained rocks to the south, wherein phenocrysts of perthitic orthoclase, quartz, plagioclase and biotite are located in a microgranitic phaneritic groundmass with similar mineralogical composition.

Quartz and especially orthoclase up to 1 cm length within medium grained granites (3—5 mm) are found at the confluence of the Crăciunului Valley with the Drăganului Valley.

In the same area beautiful crystals of quartz and orthoclase develop in small druses.

Granites exposed between the Zărna and Zărnişoara valleys are rather homogeneous, with a similar mineralogical composition but a coarser granulation and generally without a porphyritic texture.

No clear granodioritic rim was noticed (as is the case in the Crăciunului Valley) ; anyhow an increasing of plagioclase amount indicate a similarity to granodiorite (sample 575, Fig. 11). This granitic rock, very close to the granodiorite field, is the only one among the planimetrated granites which contain more abundant hornblende (8.3%) than granodiorite occurrences. Biotite is widespread too (10.7% of the whole rock).

Among the accessory minerals, sphene and especially opaque minerals are rather abundant (Tab. 13). Apatite and zircone are present in very small quantities.

TABLE 13

Modal composition of granite

Mineralogical composition	Dimensions, mm	%
Plagioclase	2.8/2.0—0.1/0.05	8.1 —36.1
Orthoclase	4.3/2.0—0.2/0.1	21.0 —49.3
Quartz	2.5/1.2—0.1/0.05	20.3 —47.9
Biotite	1.0/0.6—0.05/0.03	0.8 —10.7
Hornblende	1.1/0.7—0.04/0.03	0 — 8.3
Opaque minerals	0.1/0.08—0.03/0.03	0.1 — 2.5
Sphene	0.4/0.2—0.04/0.02	0.4 — 1.5
Orthite	0.1/0.06—0.06/0.04	0 — 0.1
Apatite	0.08/0.04—0.04/0.02	0.05— 0.4

Unaltered or seldom slightly sericitized or albitized plagioclase, has the highest degree of idiomorphism and is corroded by quartz and orthoclase. It exhibits twinning and zoning (Tab. 3). Anorthite content is variable (Fig. 10). The core has a content of 28—32% An in the zoned phenocrysts, while the peripheric zones are up to 15—20% An.

Very often, around the plagioclase phenocrysts, an albitic rim may be noticed ; from it veinlets penetrate along fissures or cleavage plane within phenocrysts.

Perthitic orthoclase, frequently twinned Carlsbad, has an angle 2V variable from one body to another (44—48° — Zărnişoara ; 49—52° — Dara Valley springs ; 68—78° — Drăganului Valley).

J. Lamprophyre

Lamprophyre occurrences are made up of fine grained massive and slightly porphyritic rocks.

Under the microscope lamprophyre seems to be built up of plagioclase crystals (58—60% An), which make up a net with the meshes

filled up either by monoclinic pyroxenes (intergranular texture) or by quartz. Monoclinic pyroxene phenocrysts expose the porphyry texture. Within the northern Scrind body, beside plagioclase feldspars and pyroxene, barkevikitic hornblende and/or biotite occur, too. Alveoles filled with calcite or calcite and chlorite were noticed too.

In places large pyroxene phenocrysts, partly include plagioclase prisms (subophitic texture).

According to the mineralogical composition the lamprophyres are spessartites and camptonites.

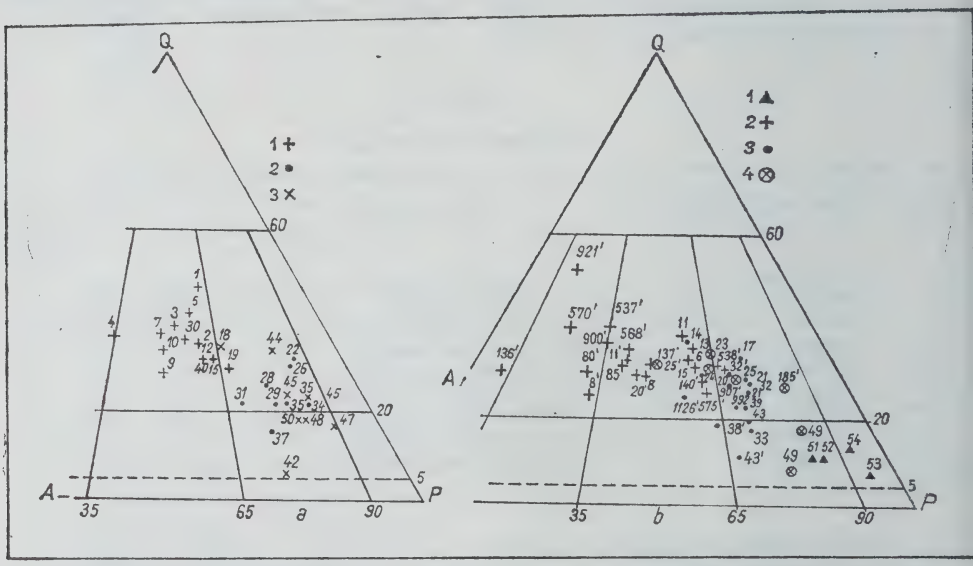


Fig. 11. — *QAP* diagram — normative (a, b) and modal (b) ; the projections 1—54 correspond to the rocks from Table 15.

a : 1, rhyolite ; 2, dacite ; 3, andesite ; b : 1, lamprophyre ; 2, granite, microgranite, granophyre, microgranitic rhyolite ; 3, granodiorite, granodiorite porphyry ; 4, quartz-microdiorite.

As a conclusion of the above petrographic and mineralogical descriptions some considerations concerning the separated types of rocks and criteria determining such separations are listed below.

On the *QAP* diagram (Streckeisen, 1967, modified 1973 [34]) volcanic rocks were plotted separately (Fig. 11 a) on the basis of CIPW calculations, whereas subvolcanic rocks both according to CIPW calculations and modal composition (Fig. 11 b). On the other hand, the vol-

[34] A. Streckeisen — Classification and Nomenclatures of Igneous Rocks, I.U.G.S. Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks, 1—18, Bucharest.

canic rocks were plotted using R i t t m a n n diagrams (1963) or the *QAP* diagram refining data resulted from R i t t m a n n norme (1973). Table 14 shows the names of the rocks according to those diagrams. It results that, except for dacite types, the names given to the other rock types differ from one diagram to another, from one author to another. Even dacite rocks, that are largely plotted on the *QAP* diagram within the suitable field (Fig. 11 c) cover a part of the latite-andesite field (S t r e c k e i s e n, 1967), quartz latite-andesite field (S t r e c k e i s e n, 1973 [35]) or rhyodacite or quartz latite field (R i t t m a n n, 1963). The term of dacite was maintained for the whole group since it encloses mineralogically identical rocks, in places belonging to the same igneous body in spite of the fact that on various diagrams they plot on different fields. Concerning rhyolite rocks, they are plotted with one exception within the rhyodacite field of the *QAP* diagram using CIPW calculations. On the other hand, according to R i t t m a n n normative calculations, the rhyolite, rocks plotted on the same *QAP* diagram should be named partly rhyolite, partly rhyodacite and partly alkaline rhyolite.

A particular case is represented by the andesitic rocks. They represent a distinct petrographic type, according to the mineralogical composition, as well as to the texture. These rocks are superimposed upon the dacite field within *QAP* diagrams or are plotted within latite-andesite (S t r e c k e i s e n, 1973 [36]) fields. No chemically analysed andesite is to be plotted within the suitable field, which is, as a matter of fact, too restricted with respect to the bulk and the variation of the mineralogical composition of the andesite rocks. Taking into account the *QAP* diagram, rocks of similar mineralogical composition, belonging in places to the same body, should be called sometimes quartz latite-andesite (S t r e c k e i s e n, 1973 [37]), that is better, sometimes dacite. Since enough chemical analyses were not performed and two samples (No 18 and No 44) belong to the hydrothermally altered dyke of the Bănișorul Hill and Drăganului Valley, the name of andesite, according to S z á d e c z k y (1915) and G i u ș c ă (1950) is still in use. Granite rocks are plotted on the *QAP* diagram (Fig. 11 b) in the granitic field, whereas granodiorite rocks are plotted in the suitable field, as well as within the quartz monzodiorite and granite fields ; because of the constant mineralogical composition they can not be differentiated in this way. Quartz microdiorite rocks of similar behaviour with the andesite group are superposed upon granodiorite and quartz monzodiorite fields.

For comparison, diagram 11 b exhibits plottings of rocks on both CIPW calculations and modal composition, adding planimetered rocks without chemical analysis. Comparing the plottings on the basis of the chemical analyses and modal analyses, some differences are noticed but generally the rocks are confined to the same fields.

---

[35] Idem 34.
[36] Idem 34.
[37] Idem 34.

TABLE 14

Nomenclature of the volcanic rocks from the Vlădeasa massif (eastern part)

No.	Sample no. in Tab. 15	On the basis of chemical analyses				Nomenclature adopted on the basis of mineralogic composition
		Rittmann (1963)	Rittmann (1973)	Streckeisen (1967)	Streckeisen (1973)	
1	2	3	4	5	6	7
1	1	rhyolite		rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
2	2	rhyolite	rhyolite with alkaline feldspar	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
3	3	rhyolite	rhyolite	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
4	4	alkaline rhyolite	rhyolite with alkaline feldspar	rhyolite	rhyodacite	rhyolite
5	5	rhyolite		rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
6	7	rhyolite		rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
7	9	rhyolite	rhyolite with alkaline feldspar	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
8	10	rhyolite	rhyolite	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
9	12	rhyolite	rhyolite	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
10	16	quartz latite	rhyodacite	rhyodacite	rhyodacite	rhyolite
11	18	rhyolite		dacite	dacite	silicified amphibolic andesite
12	19	quartz latite	rhyolite	dacite	dacite	rhyolite
13	22	dacite		dacite	dacite	dacite
14	26	dacite		dacite	dacite	dacite
15	28	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	dacite
16	29	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	dacite
17	30	rhyolite	rhyodacite	rhyolite	rhyolite	rhyolite
18	31	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	dacite
19	34	dacite	dacite	dacite	dacite	dacite
20	35	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	dacite
21	36	light dacite		dacite	dacite	amphibolic andesite
22	37	rhyodacite	Q-latite	latite-andesite	Q-latian-desite	dacite
23	39	rhyodacite	Q-latite	latite-andesite	Q-latiande-site	dacite
24	40	quartz latite	rhyodacite	rhyolite	rhyolite	dacite
25	41	quartz latite	dacite	latite-andesite	Q-latiande-site	dacite
26	42	sodic trachyte	quartz trachyte with alkaline feldspar	latite-andesite	Q-latiande-site	andesite with pyroxene and hornblende
27	44	dacite	dacite	dacite	dacite	andesite with pyroxene and hornblende

(continuation Tab. 14)

1	2	3	4	5	6	7
28	45	rhyodacite	dacite	dacite	dacite	andesite
29	46	dacite		dacite	dacite	dacite
30	47	dacite	Q-lati-andesite	latite-andesite	Q-latiande-site	andesite with pyroxene and hornblende
31	48	rhyodacite	Q-lati-andesite	latite-andesite	Q-latiande-site	pyroxene andesite
32	50	dark rhyodacite	Q-lati-andesite	latite-andesite	Q-latiandesite	andesite with pyroxene and hornblende

VI. GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE BANATITES FROM THE EASTERN PART OF THE VLĂDEASA MASSIF

Data regarding the chemical composition of the igneous rocks of the Vlădeasa massif have been exposed by Koch (1960); Szàdeczky, (1903, 1904, 1906, 1907) and later by Stoicovici (1933) and Giuşcă (1950). Giuşcă et al. (1966) have taken into account the chemical composition and the differentiations of the banatites from the Vlădeasa massif in their work concerning the whole banatitic province. Recently Istrate (1976) has studied the geochemical characteristics of the banatities that belong to the western part of the Vlădeasa massif, based upon detailed chemical and spectral determinations.

The present work takes into account 54 chemical analyses (of them 34 are recent) and 20 spectral analyses for the geochemical characterization of the banatitic rocks that belong to the eastern part of the Vlădeasa massif. Unaltered samples belonging to all petrographic varieties and types have been analysed; excepting the lamprophyre rocks the amount of analyses of each petrographic type is enough to give the right characterization according to the extent of these petrographic types throughout the whole massif.

Table 15 exhibits the continuous increase of SiO_2 content from andesite (58.62% SiO_2), quartz microdiorite (59.42% SiO_2), respectively, to rhyolite (77.15% SiO_2), granite (72.88% SiO_2), respectively. The high content in SiO_2 for the Vlădeasa banatitic andesite contrasts with that of Neogene or ophiolitic Mesozoic andesite rocks. This fact is predictable since Vlădeasa andesite rocks, either pyroxene or amphibole bearing, contain almost always quartz phenocrysts. The mineralogical composition does not differ too much from that of the dacite; on the *QAP* diagram (Fig. 11 a) andesite plottings superpose or are very close to the dacite field.

Between the lamprophyre rocks (49.60—52.74% SiO_2), that is the final igneous event within the Bihor and Vlădeasa massifs, and the huge amount of mainly acid banatitic rocks there is a discontinuity of the

TABLE 15

Chemical analyses of the Vlădeasa banatitic rocks (eastern part)

Sample	Rock type and gathering point	Weight %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O^+	H_2O^-	Total
1	Vlădeasa rhyolite (Vlădeasa) *	77.15	—	13.03	2.05	0.31	—	0.23	1.17	3.03	3.19	—	—	—	—	0.05	100.21
2	Vlădeasa rhyolite (Drăganului Valley) *	75.96	0.13	13.35	0.45	0.92	0.01	0.17	0.60	4.18	4.18	0.03	—	—	0.38	0.04	100.40
3	Vlădeasa rhyolite (Drăganului Valley) *	75.12	0.14	13.25	0.27	1.10	0.03	0.05	1.30	2.97	4.53	0.02	—	—	0.33	0.20	99.31
4	Ciripa rhyolite (S Ciripa)	74.05	0.09	10.33	1.22	0.95	—	0.54	2.41	3.60	6.00	0.04	—	0.08	0.65	0.15	100.11
5	Vlădeasa rhyolite (Fața Cernei)*	73.74	—	16.09	0.92	0.58	tr.	0.45	1.38	2.98	3.86	—	—	—	—	—	100.00
6	Granite (Crăciunului Valley) *	72.88	—	15.24	0.14	1.70	—	0.46	1.56	3.75	4.27	—	—	—	—	—	100.00
7	Vlădeasa rhyolite (Drăganului Valley) *	72.87	—	14.90	1.80	1.05	—	0.18	0.75	3.03	5.00	—	—	—	—	0.32	99.96
8	Microgranite (Zărna Valley)	72.59	0.10	11.73	0.48	1.62	—	0.72	1.60	5.40	5.54	0.06	—	tr.	0.25	0.07	99.96
9	Zărna rhyolite (Drăganului Valley)	72.50	tr.	11.91	0.16	1.90	—	0.97	1.34	5.21	5.30	0.06	—	—	0.65	0.10	100.10
10	Vlădeasa rhyolite (Lunca Vișagului)	72.40	0.62	13.72	0.92	1.68	0.04	0.38	1.48	3.46	4.45	0.10	—	—	0.40	—	99.65
11	Granite (Zărnișoara Valley)	72.10	0.25	14.70	1.26	0.99	0.06	1.06	1.45	3.20	4.01	0.06	0.16	0.31	0.62	0.32	100.58
12	Vlădeasa rhyolite (Cerna Valley)*	71.98	0.27	14.84	0.94	1.73	0.03	0.16	1.38	3.89	4.11	0.02	—	—	0.80	0.08	99.81
13	Granophyre (Lunca Vișagului)	71.80	0.15	14.00	1.54	1.62	0.08	0.95	1.73	3.60	3.84	0.07	0.42	0.26	0.29	0.20	100.55
14	Granodiorite (Crăciunului Valley) **	70.90	0.41	14.56	1.29	1.37	0.13	1.01	3.12	2.53	3.80	0.27	—	—	—	0.59	99.98
15	Microgranitic rhyolite (Drăganului Valley)	70.76	0.09	12.21	0.39	2.73	—	1.62	2.41	3.41	3.96	0.12	—	—	1.15	0.05	98.90
16	Vlădeasa rhyolite (Foale Valley) *	70.74	0.35	14.61	1.58	1.34	0.05	0.69	1.89	3.82	3.98	0.08	—	—	0.69	0.02	99.84
17	Granodioritc (Cerna Valley) *	69.47	—	17.69	1.15	1.45	—	0.87	3.37	3.36	2.64	—	—	—	—	—	100.00
18	Silicified amphibolic andesite (Bănișor Hill)	69.47	0.33	15.05	2.43	0.84	0.02	0.88	2.55	3.59	3.39	0.30	0.43	0.07	0.24	0.15	99.71
19	Vlădeasa rhyolite (Zărna Valley)	69.00	0.15	16.20	0.95	1.98	0.09	1.04	2.42	3.82	3.60	0.07	0.22	0.31	0.46	0.23	100.54
20	Granite (Dara Valley)	68.00	0.40	15.70	2.21	1.55	0.06	1.60	2.56	3.70	3.50	0.08	0.80	0.10	0.60	0.30	100.44
21	Granodiorite porphyry (S Bologa)	67.96	0.44	15.81	1.75	1.17	0.01	1.09	2.90	4.15	2.91	0.30	0.10	0.07	0.90	0.25	99.81
22	Dacite (Bologa) ***	67.17	—	16.96	3.45	1.20	tr.	1.50	4.46	3.70	1.55	—	—	—	0.89	—	100.88
23	Quartz diorite (Lunca Vișagului) *	67.06	—	16.31	3.70	1.98	—	1.51	3.78	2.25	3.41	—	—	—	—	—	100.00
24	Quartz microdiorite (Hodiș)	67.00	0.30	16.70	2.40	1.91	0.10	1.12	1.45	3.90	3.60	0.10	0.22	0.16	1.10	0.47	100.53
25	Quartz microdiorite (SW Hodiș)	66.57	0.38	15.36	3.38	2.00	0.17	0.85	2.03	4.55	3.06	0.24	0.60	—	0.55	0.45	100.19
26	Dacite (Poeni) ***	66.32	—	14.33	5.53	0.25	tr.	2.45	4.64	3.90	1.61	—	—	—	1.13	—	100.16
27	Granodiorite (Lunca Vișagului) *	65.88	0.60	17.55	1.19	2.61	—	1.83	4.02	3.47	2.90	0.14	—	—	0.51	0.10	100.80
28	Dacite (Drăganului Valley) *	65.42	0.59	16.53	1.29	2.89	0.06	1.54	3.75	3.81	2.59	0.14	—	—	1.12	0.02	99.75
29	Dacite (S Bologa)	65.13	0.05	16.86	1.94	1.95	0.09	2.37	3.89	4.20	2.75	0.15	0.23	—	0.56	0.23	100.40
30	Vlădeasa rhyolite (Răcad Valley)	64.40	0.35	12.65	3.39	2.15	0.08	1.10	3.78	2.85	3.95	0.09	1.98	1.76	0.28	0.20	99.61
31	Dacite (Lazuri, Vișag) *	64.26	0.53	17.48	1.23	3.38	0.09	1.69	4.16	3.74	2.80	0.06	—	—	0.30	0.20	100.02
32	Granodiorite porphyry (Hodiș)	64.20	0.55	15.90	2.10	2.92	0.11	1.40	3.43	4.04	2.65	0.30	0.76	—	0.74	0.43	99.57
33	Granodiorite porphyry (Aluniș Valley)	64.08	0.35	15.90	1.13	2.52	0.11	1.80	4.20	4.47	3.32	0.20	0.46	tr.	1.01	0.29	100.13
34	Dacite (Bologa canton)	63.90	0.62	16.48	2.12	2.80	0.11	1.95	4.55	4.52	1.71	0.24	0.20	—	0.05	0.35	99.60

35	Vitrophyric dacite (Săcueu Valley)	63.85	0.40	15.73	1.87	3.00	0.11	1.05	3.78	4.71	2.33	0.16	0.36	tr.	1.66	0.50	99.51
36	Amphibolic andesite (Piatra Tilharului) *	63.82	—	19.11	2.98	1.96	—	1.14	5.10	4.00	1.89	—	—	—	—	—	100.00
37	Dacite (Rogojel Summit)	63.67	0.35	16.90	0.82	2.80	0.06	2.50	4.62	4.30	3.25	0.15	tr.	tr.	0.28	0.32	100.34
38	Granodiorite (Dara Valley)	63.60	0.50	18.40	1.98	2.10	0.08	2.00	3.18	4.04	3.20	0.14	0.26	0.54	0.33	0.25	100.60
39	Dacite (Rogojel)	63.33	0.35	15.86	2.62	2.60	0.09	1.60	5.04	4.47	3.03	0.15	0.15	tr.	0.42	0.28	100.27
40	Mărgăuța dacite (N Scrind)	63.08	0.45	15.64	1.26	3.12	0.11	0.80	4.34	4.47	3.27	0.27	1.30	tr.	1.49	0.33	100.26
41	Mărgăuța dacite (Bulbucul Brook)	63.32	0.60	16.15	1.75	2.25	0.02	1.91	3.84	2.93	3.55	0.37	0.87	0.06	2.36	0.29	100.27
42	Andesite with pyroxene and hornblende (Briței Summit)	62.80	0.20	14.11	2.20	1.58	—	2.53	5.09	6.41	3.09	0.15	—	—	1.07	0.08	99.31
43	Granodiorite (Crăciunului Valley)	62.00	0.70	19.40	2.43	1.98	0.08	1.60	3.04	4.40	3.20	0.17	0.22	0.08	0.88	0.32	100.50
44	Andesite with pyroxene and hornblende (Drăganului Valley)	61.90	0.86	16.35	2.56	2.38	0.22	3.20	4.75	3.18	1.72	0.39	1.03	tr.	1.19	0.26	99.99
45	Andesite with pyroxene and hornblende (Văile Rele)	61.58	0.80	16.66	2.48	2.62	0.03	2.82	4.59	3.73	2.14	0.34	0.32	—	1.47	0.13	99.71
46	Dacite (Arsura Vișag) *	59.95	—	17.32	4.53	3.16	—	4.12	5.66	3.19	1.14	—	—	—	—	—	99.07
47	Andesite with pyroxene and hornblende (Săcueu Valley)	59.88	0.62	17.60	3.07	3.00	0.12	3.10	5.88	4.31	1.25	0.25	0.48	tr.	0.31	0.36	100.32
48	Pyroxenic andesite (Bohodei-Nimoiasa) ****	59.86	0.78	17.53	2.77	3.25	0.10	2.74	5.80	3.14	2.04	0.27	—	—	1.25	0.48	100.28
49	Quartz microdiorite (Lunga Valley)	59.42	1.12	16.79	2.51	3.32	0.04	2.86	5.23	4.24	1.77	0.40	0.65	0.07	1.17	0.10	99.69
50	Andesite with pyroxene and hornblende (Cornu Muntelui)	58.68	0.40	16.14	4.70	2.59	0.16	3.45	5.60	3.72	2.07	0.12	0.76	0.42	0.22	0.73	99.76
51	Lamprophyre (N Scrind)	52.74	0.89	15.62	3.28	3.87	0.03	7.02	7.88	2.77	1.52	0.22	1.41	0.04	2.59	0.65	100.55
52	Lamprophyre (Văile Rele)	51.88	1.18	17.02	2.75	5.15	0.04	5.35	7.72	2.73	1.36	0.35	1.03	0.07	1.95	0.41	99.99
53	Lamprophyre (Văile Rele)	50.63	1.29	16.79	3.70	5.02	0.04	7.83	7.91	2.68	0.54	0.38	0.39	—	2.32	0.57	100.09
54	Lamprophyre (Cetățuia Valley)	49.60	0.80	16.00	3.20	6.12	0.14	6.20	9.56	2.07	0.74	0.14	1.86	0.30	2.54	0.55	99.82

Published analyses: * — Giușcă et al., 1966; ** — Stoicovici, 1925; *** — Koch, 1900; **** — Giușcă, 1950
Analysts: Carmen Agrigoroaiei — nos. 30, 50; Emilia Cornescu and Elvira Sas — nos. 19, 21, 40, 45, 49, 51, 52, 53; C. Doelter — nos. 22, 26; D. Giușcă — nos. 2, 3, 10, 12, 16, 27, 28, 31, 48; Suzi Iliescu — nos. 15, 32, 34, 35, 47; E. Linaru — no. 44; R. Lunzer — nos. 1 5, 7, 17, 23, 36, 46; Margareta Matei — nos. 33, 37, 39, 41; Vasilica Neacșu — no. 29; Georgeta Nedelcu — nos. 4 8, 9, 15, 42; B. Ruzitska — no 6; E. Stoicovici — no 14; Georgeta Zăvoianu nos. 11, 13, 19, 20, 24, 38, 43, 54.

variation of SiO_2 content ; this fact connected with trace elements data, as well as the field relationships led to the conclusion that major banatitic occurrences and lamprophyres are of different origin. Thus, they are plotted separately on the diagram or, in other cases, they are not plotted at all.

For comparison with previous data of the relevant literature, especially for our country, it would be useful to expose N i g g l i diagrams separately for the volcanic rocks (first cycle) and for the plutonic and subvolcanic rocks (second cycle).

The N i g g l i values of the Vlădeasa banatitic rocks (eastern part) and the magma types are listed in Table 16.

N i g g l i differentiation diagrams both for volcanic rocks (Fig. 12 B) and plutonic and subvolcanic rocks (Fig. 12 A) indicate the evolutive and continuous character of the changes of values of the main parameters as compared to the increase of the SiO_2 content. The magma of granodioritic composition changed very little into intermediary quartz dioritic terms (andesite and quartz microdiorite — early rocks that consolidated during the two cycles) but strongly changed into peracid terms (rhyolite and granite, respectively, final consolidation products), following the subalkaline differentiation line (G i u ş c ă et al., 1966).

The subalkaline character of magmas that yielded by differentiation the sequences of banatitic rocks located east of the Vlădeasa massif are exposed in the Figure 13. The P e a c o c k alkalicalcic index is 60.4 for the volcanic rocks and about 58 for the plutonic and subvolcanic rocks.

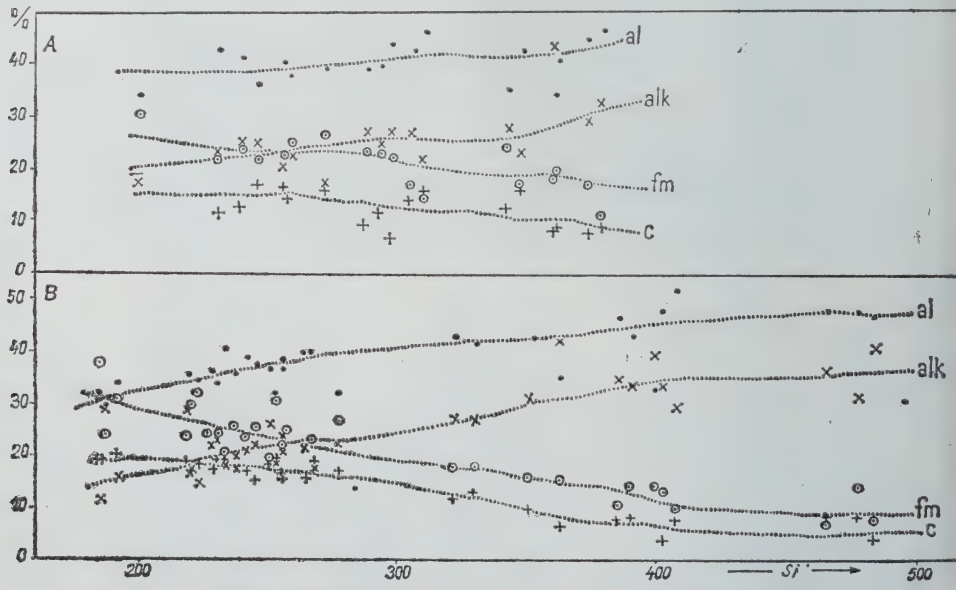


Fig. 12. — Differentiation diagram of the Eastern Vlădeasa banatites. A, plutonic and hypoabyssal rocks ; B, volcanic rocks.

The chemical variations pointed out by the Niggli and Peacock differentiation diagrams is reflected by the compositional change of minerals within the rock sequence (see anorthite content of plagioclase, Fig. 10), but especially by the proportional participation of the

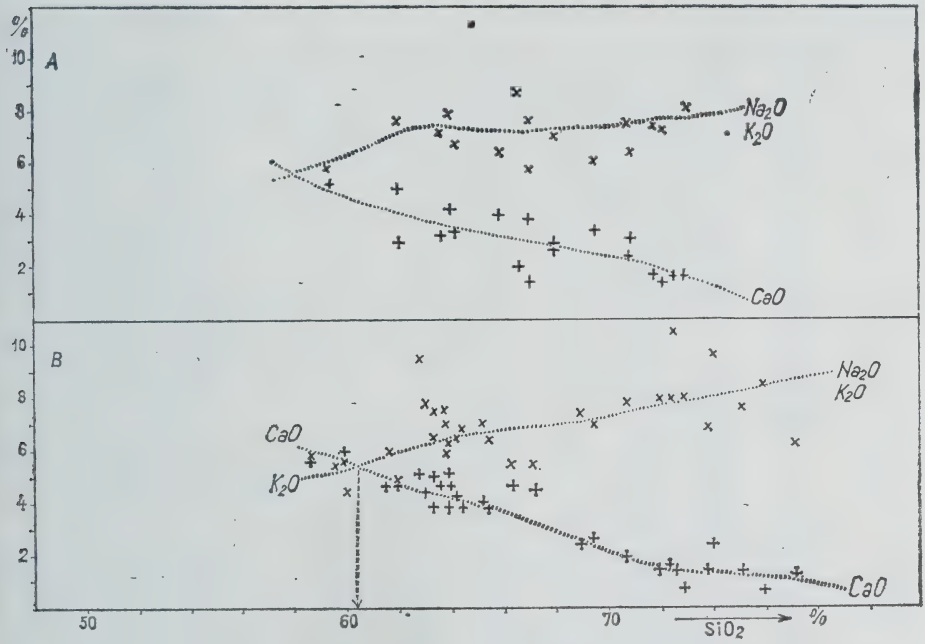


Fig. 13. — Peacock diagram for the plutonic and hypoabyssal rocks (A) and volcanic rocks (B) from the eastern Vlădeasa.

minerals in the whole rock. Thus, for the sequence of ferromagnesian minerals from andesite to rhyolite rocks, and from quartz diorite to granite, respectively, an evolution to the final terms of the series (pyroxene — hornblende — biotite), as well as a gradual decrease, sometimes up to dissapearance, of the proportion of melanocrate minerals, simultaneous with the gradual increasing of quartz and potash feldspar are noteworthy.

On the *al : alk* diagram (Fig. 14) the plots are rather clustered within or nearby the intermediary field, in the alkaline or alkali-poor fields. Ciripa and Zărna rhyolite (samples : 4, 9, 8) are the only that plot within the peralkaline field. In their turn the lamprophyre rocks are plotted as clusters within the alkali-poor field.

On the *al : fm* diagram (Fig. 15) the plots align rather well along the isofal-salic direction. As in the *al : alk* diagram the overlap of the projection field of the plutonic and subvolcanic field on the plot of the plutonic and subvolcanic rocks is to be noticed. On this diagram lamprophyre plots are grouped within the semimafic field, laterally in com-

Niggli values for the Vlădeasa

											Niggli
Sample	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	h	w
1	478	47.8	13.8	7.7	30.7	0.41	0.15	—	—	—	0.89
2	484	47.1	8.4	4.0	40.5	0.39	0.17	0.57	0.10	7.57	0.31
3	466	48.3	7.3	8.6	35.8	0.50	0.05	0.67	0.07	6.89	0.18
4	399	32.8	13.8	14.0	39.4	0.52	0.30	0.29	0.12	11.64	0.54
5	407	52.3	10.2	8.2	29.3	0.45	0.35	—	—	—	0.60
6	378	46.5	11.6	8.8	33.1	0.43	0.30	—	—	—	0.07
7	402	48.4	13.6	4.3	33.7	0.52	0.10	—	—	—	0.60
8	360	34.3	13.7	8.6	43.3	0.40	0.38	0.29	0.77	4.17	0.21
9	362	35.2	15.6	7.1	42.1	0.39	0.46	—	0.18	10.80	0.07
10	390	43.4	11.7	2.6	33.3	0.46	0.20	2.65	0.32	7.11	0.33
11	373	44.9	17.6	8.1	29.5	0.45	0.46	1.08	0.18	10.63	0.53
12	385	46.7	11.0	7.9	34.4	0.43	0.11	1.18	0.06	14.12	0.19
13	361	41.3	19.8	9.2	29.7	0.41	0.36	0.60	0.21	4.94	0.46
14	347	41.9	18.1	16.3	23.7	0.49	0.40	1.49	0.49	9.55	0.46
15	342	34.9	24.6	12.5	28.0	0.43	0.48	0.26	0.29	18.51	0.13
16	351	42.6	16.7	10.0	30.7	0.40	0.31	1.33	0.23	11.41	0.51
17	310	46.7	15.1	16.2	22.0	0.34	0.37	—	—	—	0.42
18	330	42.0	18.3	13.0	26.7	0.38	0.33	1.22	0.57	3.82	0.72
19	312	43.2	18.0	11.8	27.0	0.38	0.39	0.54	0.19	6.95	0.30
20	293	39.8	23.3	11.8	25.1	0.38	0.44	1.29	0.20	8.53	0.56
21	305	41.9	17.6	14.0	26.5	0.31	0.41	1.56	0.53	13.49	0.57
22	267	39.7	23.1	18.9	18.2	0.21	0.38	—	—	—	0.71
23	272	39.0	27.0	16.5	17.5	0.50	0.33	—	—	—	0.62
24	297	43.6	22.6	6.9	26.9	0.38	0.32	1.06	0.27	16.2	0.53
25	288	39.1	24.0	9.4	27.5	0.31	0.23	1.25	0.36	7.91	0.60
26	253	32.1	30.5	19.0	18.4	0.21	0.45	—	—	—	0.90
27	256	40.3	22.8	16.7	20.2	0.35	0.46	1.89	0.23	6.65	0.30
28	264	39.3	22.9	16.2	21.6	0.31	0.40	1.88	0.24	15.05	0.28
29	245	37.3	25.2	15.7	21.9	0.30	0.53	0.14	0.24	7.19	0.46
30	277	32.2	27.7	17.5	22.6	0.47	0.25	1.16	0.23	4.08	0.62
31	242	38.9	23.9	16.8	20.4	0.49	0.39	1.87	0.13	3.84	0.26
32	258	37.6	24.9	14.8	22.7	0.30	0.34	1.69	0.48	0.90	0.39
33	246	35.9	22.1	17.2	24.8	0.32	0.46	1.03	0.23	13.00	0.29
34	237	36.0	25.6	18.0	20.3	0.20	0.42	1.82	0.31	0.67	0.40
35	256	37.2	22.3	16.3	24.2	0.24	0.28	1.20	0.24	22.18	0.36
36	233	41.0	20.4	20.0	18.6	0.23	0.30	—	—	—	0.58
37	229	35.8	24.1	17.8	22.3	0.33	0.55	0.97	0.21	3.40	0.21
38	240	40.8	23.9	12.8	22.5	0.34	0.47	1.35	0.22	4.19	0.46
39	230	33.9	23.8	19.5	22.8	0.31	0.37	0.98	0.22	5.05	0.47
40	256	38.4	24.5	16.6	20.5	0.44	0.46	1.93	1.65	31.74	0.41
41	251	36.4	19.2	18.5	25.6	0.32	0.25	1.31	0.40	19.71	0.27
42	219	28.9	23.5	19.0	28.5	0.24	0.55	0.68	0.20	12.46	0.56
43	231	42.4	22.1	12.0	23.5	0.40	0.32	2.00	0.22	10.89	0.52
44	223	34.7	31.8	18.4	15.1	0.26	0.54	0.23	0.63	14.36	0.49
45	220	35.1	29.6	17.6	17.7	0.27	0.50	2.14	0.51	17.48	0.46
46	185	31.6	37.7	18.8	11.9	0.19	0.50	—	—	—	0.56
47	192	33.4	30.5	20.2	15.9	0.16	0.49	1.58	0.29	3.37	0.47
48	199	34.4	29.8	20.5	15.3	0.28	0.45	1.95	0.33	13.85	0.43
49	200	33.2	30.2	18.9	17.6	0.21	0.47	2.86	0.60	13.17	0.41
50	187	28.9	23.5	19.0	28.5	0.24	0.47	0.94	0.22	2.33	0.61
51	141	24.5	43.2	22.5	9.8	0.26	0.64	1.74	0.19	22.97	0.43
52	143	27.7	39.7	22.8	9.8	0.24	0.55	2.45	0.41	17.89	0.32
53	127	24.8	46.6	21.2	7.4	0.11	0.62	2.38	0.42	19.38	0.39
54	127	24.2	43.3	26.2	6.3	0.22	0.55	1.54	0.15	23.26	0.32

BLE 16

anatitic rocks (eastern part)

values							
c/fm	Q	L	M	π	α	qz	Magma type
0.55	63.1	31.6	5.3	0.11	23.81	272.3	Aplitgranitic-engadinitgranitic
0.47	59.5	37.8	2.7	0.46	38.98	229.5	Aplitgranitic
1.17	60.4	36.8	2.8	0.10	41.5	235.5	Aplitgranitic-engadinitgranitic
1.01	54.7	34.4	10.9	0.00	8.85	161	Moyite-trondhjemitic
0.80	59.6	34.0	6.4	0.12	17.36	212.8	Aplitgranitic-yosemititgranitic
0.75	55.3	40.3	4.4	0.11	19.55	159.1	Engadinitgranitic
0.31	57.0	36.8	6.2	0.06	15.84	182.4	Engadinitgranitic
0.62	50.3	38.3	11.4	0.00	6.62	113.6	Engadinitgranitic
0.45	50.4	39.0	10.6	0.00	7.28	114.7	Engadinitgranitic
0.58	55.6	39.1	5.3	0.10	20.49	166.5	Engadinitgranitic
0.46	56.3	36.4	7.3	0.11	6.87	155.2	Engadinitgranitic
0.71	55.9	41.0	3.0	0.10	20.67	159.4	Engadinitgranitic
0.46	51.9	41.8	6.4	0.17	5.87	86.8	Granitic
0.90	56.8	36.1	7.1	0.23	16.41	170.4	Granodioritic
0.51	53.6	37.3	9.0	0.11	9.60	129.9	Adamellitic
0.59	53.7	40.3	6.0	0.13	14.96	139.9	Yosemititgranitic-granodioritic
1.07	54.9	37.7	7.4	0.26	12.09	147.1	Yosemititgranitic-granodioritic
0.71	54.0	39.0	7.0	0.17	13.17	138.4	Leucoquartzdioritic
0.65	52.0	40.5	7.5	0.17	10.68	104.1	Leucoquartzdioritic
0.50	50.6	40.1	9.3	0.18	8.26	93.3	Adamellitic
0.79	51.7	41.4	6.8	0.18	11.60	114.8	Leucoquartzdioritic
0.81	51.8	39.0	9.1	0.34	8.50	115.4	Granodioritic-leucotonalitic
0.61	52.7	36.1	11.2	0.32	7.68	148.5	Granodioritic-quartzdioritic
0.30	50.6	38.2	11.1	0.10	7.12	89.4	Granodioritic-farsunditic
0.39	48.7	41.6	9.7	0.13	7.09	77.6	Granodioritic-leucoquartzdioritic
0.62	49.1	37.5	13.3	0.27	5.43	79.4	Quartzdioritic
0.73	49.2	40.4	10.4	0.28	7.00	95.4	Granodioritic
0.70	49.2	41.1	9.7	0.26	7.41	95.0	Granodioritic
0.62	40.6	43.9	9.5	0.26	5.42	57.2	Granodioritic
0.62	49.5	37.9	12.6	0.17	5.87	86.8	Granitic
0.70	47.2	42.5	10.3	0.28	5.30	79.1	Leucotonalitic-farsunditic
0.59	47.7	41.9	10.4	0.22	6.38	67.2	Granodioritic
0.77	44.7	44.7	10.6	0.18	4.28	46.3	Granodioritic
0.70	46.2	42.7	11.1	0.27	4.97	55.7	Granodioritic-leucotonalitic
0.73	46.6	32.9	9.5	0.21	5.57	59.5	Granodioritic
0.98	47.6	43.7	8.7	0.34	6.33	80.8	Leucotonalitic-farsunditic
0.73	43.8	44.9	11.3	0.23	3.77	39.4	Granodioritic
0.53	45.5	42.9	11.6	0.21	4.76	49.9	Leucotonalitic-farsunditic
0.81	43.4	43.9	12.7	0.19	3.39	3.86	Granodioritic-leucotonalitic
0.67	50.4	41.3	8.3	0.26	6.79	91.4	Granodioritic-leucotonalitic
0.96	45.0	45.0	10.0	0.17	4.65	48.6	Granodioritic
0.80	37.4	45.6	17.0	0.01	1.24	5.5	Granodioritic-opdalitic
0.54	44.2	43.9	11.9	0.19	3.99	36.5	Granodioritic-farsunditic
0.13	47.6	37.5	14.9	0.35	4.84	81.9	Quartzdioritic
0.59	45.0	42.0	13.0	0.32	4.30	49.3	Quartzdioritic
0.49	43.5	38.9	17.6	0.44	2.99	57.3	Melaquartzdioritic-peleitic
0.66	42.0	43.0	15.0	0.35	2.72	28.6	Quartzdioritic-peleitic
0.68	43.6	42.5	13.9	0.38	3.41	37.7	Quartzdioritic-peleitic
0.62	41.7	43.2	15.1	0.30	2.76	29.5	Quartzdioritic
0.55	40.8	41.2	18.0	0.31	0.10	24.5	Tonalitic
0.52	34.6	37.1	28.3	0.42	1.05	1.3	Si-gabbrodioritic
0.57	36.0	40.0	24.0	0.47	1.17	40.0	Lamprodioritic-orbitic
0.45	33.3	36.9	29.8	0.54	0.88	−3.0	Gabbroid-miharaitic
0.60	34.3	35.2	30.4	0.58	1.07	2.1	Gabbroid-miharaitic

parison with the median representing the general evolution line of magma, which generated the Vlădeasa banatites.

The *QLM* diagram (Fig. 16) points out the calcoalkaline character of the Vlădeasa banatitic rocks ; the plots of the analysed rocks are well grouped in the supersaturated field. The lamprophyres are usually clustered within or nearby the saturated field.

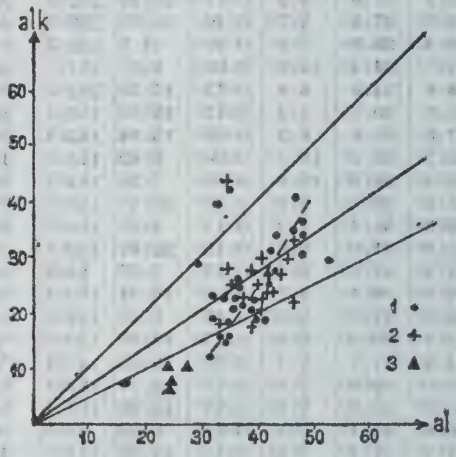


Fig. 14. — *al : alk* diagram.
1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks ; 3, lamprophyre.

For plotting on the *QAP* diagram (Fig. 11) chemical analyses were also used by calculating the suitable parameters from the CIPW norm (Tab. 17).

In order to plot on the Carmichael diagram (Fig. 17), normative minerals (Tab. 18) according to Burri's method (1959) and then

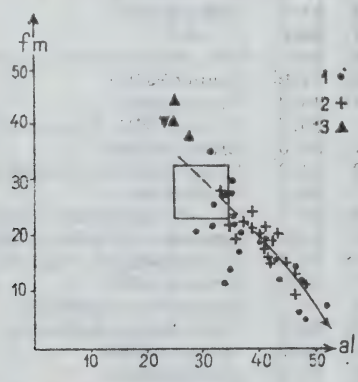


Fig. 15. — *al : fm* diagram.
Symbols as in Figure 14.

the catanorm (Tab. 19) were calculated. Q, Or, Ab and Or, Ab, An values exposed in percentages led to plottings represented on the diagram.

The tendency of enrichment in alkali (with a slight preference for K) but especially in silica is obvious. In the $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ —

$CaAl_2Si_2O_8$ triangle most of the Vlădeasa banatitic rocks are plotted in the bi-feldspar field. The lamprophyre rocks, this time plotted nearby the other rocks, seem to indicate therefore a common origin.

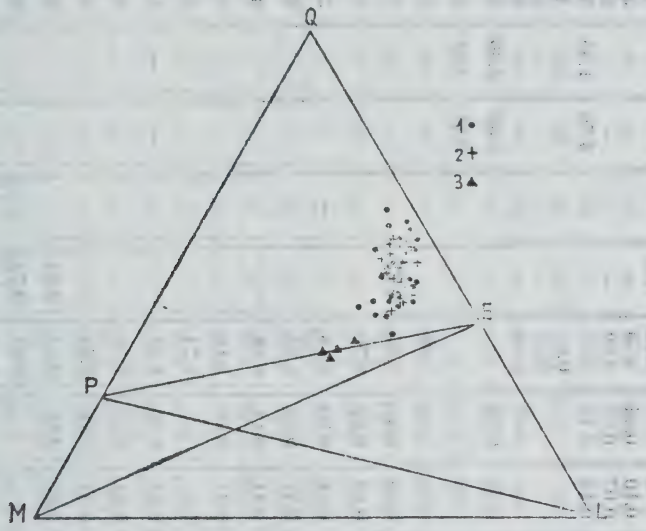


Fig. 16. — *QLM* diagram.
Symbols as in Figure 14.

The *FAM* (Fig. 18) and KNaCa (Fig. 19) diagrams were represented on the basis of cations calculated from percentages in weight with the atomic equivalents exposed as percentages (Tab. 20).

On the *FAM* diagram (Fig. 18) the plots are placed along a median line similar to those drawn up by Nockolds and Allen (1953) for the Crater Lake calcoalkaline series and especially for the calcoalkaline series of the South California.

The lamprophyre rocks are plotted in this diagram asymmetrically as against the median curve.

The KNaCa diagram shows a higher dispersion of the plottings, but a median curve may be drawn up, which points out a general increase of the alkali content, in a first stage, followed by a slight enrichment in K. The median curve is similar to that drawn up for the calcoalkaline series of the South Carolina batholite (Shaw, 1964).

In spite of the dispersion one may see the isolated location of lamprophyres.

Table 21 lists the results of 20 analyses of trace elements determined by emission spectrometry and Table 22 lists Ba and Sr contents of feldspars belonging to the main rock types of the eastern Vlădeasa massif.

TABLE 17

C.I.P.W. normative composition and Q.A.P. values

Sample	qu	or	ab	an	di	wo	en	hy	c	ap	il	mt	hm	ru	ac	ns	Q	A	P
1	41.53	18.85	25.47	5.76	—	—	0.59	—	2.56	—	—	0.98	1.49	—	—	—	47.06	19.92	33.00
2	33.44	24.91	35.42	2.78	—	—	—	1.56	0.83	0.10	0.24	0.70	—	—	—	—	34.63	25.80	39.56
3	36.02	26.86	24.99	6.20	—	—	—	1.65	1.14	0.07	0.27	0.39	—	—	—	—	38.29	28.55	33.15
4	30.84	35.58	19.55	—	5.67	2.01	—	—	—	0.14	0.14	—	—	—	3.70	1.55	35.87	41.38	22.87
5	38.12	22.58	25.05	6.84	—	—	—	1.33	4.58	—	—	0.91	—	—	—	—	41.17	24.38	34.44
6	29.15	25.41	31.70	7.84	—	—	—	4.16	1.53	—	—	0.23	—	—	—	—	30.97	37.00	42.02
7	34.19	29.47	25.47	3.61	—	—	—	0.91	3.20	—	—	2.55	—	—	—	—	36.87	31.17	31.35
9	24.71	32.47	29.82	—	6.31	—	—	1.41	—	0.20	0.15	—	—	—	1.39	3.30	28.40	37.32	34.27
9	24.39	31.14	32.01	—	5.07	—	—	3.30	—	0.20	—	—	—	—	0.46	2.68	27.86	35.57	36.56
10	30.73	26.41	29.13	6.47	—	—	—	2.23	0.80	0.34	1.25	1.39	—	—	—	—	33.13	28.47	38.38
11	33.38	23.80	27.25	5.67	—	—	—	2.62	2.96	0.20	0.54	1.46	0.27	—	—	—	37.39	26.26	36.33
12	29.16	24.68	32.91	6.64	—	—	—	2.75	1.46	0.07	0.57	0.70	—	—	—	—	32.03	26.87	41.08
13	32.12	22.46	30.39	5.25	—	—	—	3.40	2.03	0.24	0.30	2.18	—	—	—	—	35.60	24.89	39.50
14	33.88	22.24	21.27	13.82	—	—	—	3.47	1.25	0.57	0.78	1.86	—	—	—	—	37.14	24.38	38.47
15	27.58	23.13	28.27	6.50	3.78	—	—	6.73	—	0.34	0.14	0.68	—	—	—	—	32.03	26.87	41.08
16	28.45	23.24	32.17	8.65	—	—	—	2.38	0.90	0.27	0.69	2.19	—	—	—	—	30.75	25.12	44.42
17	30.60	15.79	28.09	16.79	—	—	—	3.79	3.21	—	—	1.74	—	—	—	—	33.52	17.30	49.17
18	30.87	19.96	30.29	8.12	—	—	2.16	—	2.48	0.67	0.66	1.53	—	—	—	—	34.59	22.36	43.04
19	26.39	21.13	32.17	9.93	—	—	—	4.66	2.44	0.24	0.30	1.39	—	—	—	—	29.43	23.57	46.98
20	25.55	20.57	31.44	11.49	—	—	—	4.21	1.60	0.27	0.76	3.25	—	—	—	—	28.69	23.10	48.20
21	25.55	17.30	35.11	12.03	—	—	2.68	—	1.40	0.67	0.88	2.23	0.22	—	—	—	28.57	19.17	52.25
22	27.86	9.18	31.44	22.02	—	—	3.70	—	1.11	—	—	3.94	0.72	—	—	—	30.78	10.14	59.07
23	30.41	20.08	18.86	18.79	—	—	—	4.34	2.08	—	—	5.34	—	—	—	—	34.50	22.78	42.71
24	26.52	21.13	33.01	4.81	—	—	—	3.52	4.66	0.34	0.61	3.48	—	—	—	—	31.02	24.72	44.24
25	24.72	18.12	38.51	4.89	—	—	—	3.58	2.74	0.47	0.73	4.87	—	—	—	—	28.66	21.00	50.31
26	25.19	9.51	33.01	16.74	4.88	—	3.84	—	—	—	—	0.81	4.93	—	—	—	29.82	11.26	58.91

27	22.47	17.24	29.18	18.93	—	—	—	7.24	1.81	0.34	1.22	1.84	—	—	—	—	25.58	19.63	54.78
28	21.87	15.51	32.07	17.71	—	—	—	7.08	0.97	0.34	1.19	1.86	—	—	—	—	25.09	17.79	57.11
29	18.32	16.23	35.49	16.93	—	—	—	7.93	0.76	0.36	0.09	2.82	—	—	—	—	21.06	18.66	60.27
30	28.80	23.08	24.10	5.56	—	—	—	2.70	1.73	0.31	0.44	—	3.98	0.13	—	—	35.32	28.30	36.37
31	18.61	16.68	31.65	20.07	—	—	—	8.32	0.94	0.20	1.27	1.86	—	—	—	—	21.38	19.17	59.44
32	22.46	15.84	34.27	10.39	—	—	—	6.34	2.52	0.67	1.06	3.02	—	—	—	—	27.07	19.09	53.83
33	14.50	19.57	37.94	13.45	2.98	—	—	6.29	—	0.34	0.69	1.67	—	—	—	—	16.96	22.89	60.13
34	18.43	10.07	38.35	19.60	0.19	—	—	7.25	—	0.46	1.25	3.07	—	—	—	—	21.31	11.61	67.03
35	17.89	13.51	39.87	14.98	0.50	—	—	5.83	—	0.34	0.76	2.71	—	—	—	—	20.74	15.66	63.59
36	20.06	11.06	34.06	25.30	—	—	—	3.93	1.14	—	—	4.36	—	—	—	—	22.15	12.22	65.60
37	12.35	19.18	36.15	17.38	3.76	—	—	8.32	—	0.34	0.69	1.21	—	—	—	—	14.51	22.45	62.93
38	18.96	18.90	34.27	13.10	—	—	—	5.32	3.42	0.34	0.91	2.97	—	—	—	—	22.24	22.16	55.57
39	14.20	17.96	37.94	14.15	7.15	—	—	2.67	—	0.34	0.69	3.76	—	—	—	—	16.85	21.31	61.82
40	24.39	20.85	24.79	11.12	—	—	—	6.28	3.41	0.91	1.22	2.55	—	—	—	—	30.05	25.69	44.25
41	16.41	19.29	37.94	11.62	—	—	—	6.10	0.47	0.57	0.84	1.86	—	—	—	—	19.21	22.62	58.12
42	4.35	18.29	54.07	0.56	14.71	2.10	—	—	—	0.34	0.46	3.25	—	—	—	—	5.62	23.67	70.70
43	16.13	18.90	37.20	12.54	—	—	—	4.39	4.07	0.34	1.37	3.55	—	—	—	—	19.03	22.30	58.67
44	25.15	10.12	27.14	14.38	—	—	—	9.14	3.96	0.98	1.61	3.71	—	—	—	—	32.75	13.17	54.06
45	18.97	12.45	31.60	18.46	—	—	—	8.40	1.48	0.81	1.52	3.66	—	—	—	—	23.28	15.27	61.43
46	17.53	6.89	27.14	28.14	—	—	—	12.34	0.49	—	—	6.57	—	—	—	—	21.99	8.64	69.36
47	13.78	7.51	36.26	24.74	—	—	—	9.81	0.13	0.51	1.25	4.41	—	—	—	—	16.74	9.13	74.13
48	15.34	11.90	28.87	26.63	0.34	—	—	9.13	—	0.57	1.49	4.11	—	—	—	—	18.54	14.38	67.07
49	14.61	10.40	35.84	19.07	—	—	—	9.10	0.94	1.01	2.16	3.71	—	—	—	—	18.28	13.01	68.70
50	14.72	12.07	31.54	21.27	0.50	—	—	8.32	—	0.41	0.76	6.19	0.37	—	—	—	18.49	15.16	66.34
51	6.82	9.01	23.42	25.66	2.69	—	—	19.70	—	0.41	1.66	4.82	—	—	—	—	10.50	13.88	75.66
52	7.69	8.12	23.22	29.33	—	—	—	18.34	0.29	0.84	2.25	4.06	—	—	—	—	11.24	11.87	76.87
53	5.05	3.00	22.85	32.22	1.54	—	—	22.84	—	0.94	2.42	5.34	—	—	—	—	8.00	4.75	87.24
54	8.03	4.11	17.50	32.21	1.91	—	—	21.41	—	0.34	1.52	4.64	—	—	—	—	12.96	6.63	80.40

TABLE 18

Normative minerals from the base (according to K. Burri)

Sample	Q	Kp	Ne	Ns	Cal	Cs	Sp	Hz	C	Fs	Fo	Fa	Ru	Cp	Pr	Ce
1	62.8	11.5	16.7	—	3.5	—	1.0	0.7	1.6	2.2	—	—	—	—	—	—
2	58.0	14.9	22.6	—	1.8	—	0.7	0.8	—	0.4	—	0.7	0.1	—	—	—
3	60.2	16.6	16.5	—	3.9	—	0.2	1.7	—	0.3	—	0.3	0.1	—	—	—
4	54.8	21.6	12.8	3.4	—	3.6	—	—	—	1.3	1.1	1.0	0.2	0.1	0.1	—
5	58.7	13.9	16.3	—	4.1	—	1.9	1.3	2.8	1.0	—	—	—	—	—	—
6	55.5	15.2	20.2	—	4.7	—	1.9	0.7	—	0.2	—	1.6	—	—	—	—
7	56.6	18.0	16.6	—	2.2	—	0.7	2.5	1.4	2.0	—	—	—	—	—	—
8	50.4	19.6	18.7	5.1	—	2.3	—	—	—	0.5	1.5	1.9		0.1	—	
9	50.7	18.8	20.1	4.0	—	1.9	—	—	—	0.2	2.0	2.2	—	0.1	—	—
10	55.5	16.1	19.0	—	4.3	—	1.1	—	—	1.1	0.3	2.0	0.5	0.1	—	—
11	56.3	14.5	17.4	—	4.3	—	4.2	—	—	1.3	0.1	0.8	0.2	0.1	0.8	—
12	55.2	14.9	21.4	—	4.1	—	0.7	1.8	—	0.5	1.2	—	0.2	—	—	—
13	54.7	13.8	19.6	—	5.0	—	1.5	—	—	1.6	1.2	1.6	0.1	0.1	0.7	—
14	56.6	13.9	14.0	—	8.5	—	1.9	—	—	1.4	1.2	1.7	0.3	0.5	—	—
15	53.6	14.6	19.0	—	3.8	1.6	—	—	—	0.4	3.5	3.3	—	0.2	—	—
16	53.4	14.4	21.0	—	5.5	—	1.1	—	—	1.7	1.0	1.6	0.2	0.1	—	—
17	54.9	9.4	18.2	—	10.2	—	3.6	1.6	—	1.2	—	0.9	—	—	—	—
18	53.7	12.2	19.7	—	6.7	—	2.4	—	—	2.6	0.7	0.9	0.2	0.6	0.2	—
19	51.8	12.8	20.7	—	7.1	—	2.8	—	—	1.0	0.8	2.0	0.4	0.1	0.8	—
20	50.7	12.5	20.1	—	7.5	—	2.2	—	—	2.4	2.3	1.7	0.3	0.1	0.2	—
21	51.5	10.6	22.7	—	7.8	—	1.9	—	—	1.9	1.3	1.3	0.3	0.5	0.2	—
22	51.9	5.6	20.0	—	13.3	—	1.9	—	—	3.7	2.2	1.4	—	—	—	—
23	52.6	12.3	12.4	—	11.5	—	3.4	—	—	3.9	1.5	2.4	—	—	—	—
24	50.4	12.9	21.4	—	4.2	—	4.7	—	—	2.6	—	1.2	0.2	0.1	0.4	—
25	48.7	11.1	25.0	—	5.3	—	2.3	—	—	3.6	0.6	2.6	0.5	0.3	—	—
26	49.3	5.8	21.4	—	10.6	—	—	—	—	5.9	5.2	0.3	—	—	—	—
27	49.2	10.4	18,8	—	11.6	—	2.6	—	—	1.2	2.5	3.0	0.5	0.3	—	—
28	49.3	9.3	21.0	—	10.9	—	1.5	—	—	1.3	2.5	3.4	0.4	0.3	—	—
29	47.6	9.8	22.7	—	7.4	—	5.9	—	—	2.0	1.9	2.4	0.03	0.3	—	—
30	48.6	14.2	15.5	—	3.7	—	2.4	—	—	4.2	1.1	0.2	0.3	0.1	4.6	5.0
31	47.3	9.9	20.3	—	12.4	—	1.4	—	—	1.3	2.8	4.0	0.5	0.1	—	—
32	48.0	9.6	22.4	—	9.5	—	1.3	—	—	2.2	2.4	3.6	0.4	0.6	—	—
33	44.8	11.9	24.4		8.2	1.9	—	—	—	1.2	3.8	3.1	0.3	0.4	—	—
34	46.2	6.1	24.6	—	12.0	0.4	—	—	—	2.2	4.1	3.4	0.5	0.5	—	—
35	46.5	8.6	26.2	—	9.2	1.0	—	—	—	2.0	2.2	3.7	0.3	0.3	—	—
36	47.3	9.9	20.3	—	12.4	—	1.4	—	—	1.3	2.8	4.0	0.5	0.1	—	—
37	43.7	11.5	23.2	—	10.3	1.5	—	—	—	0.8	5.2	3.3	0.2	0.3	—	—
38	45.8	11.3	21.6	—	9.0	—	4.6	—	—	2.1	1.9	1.8	0.3	0.2	1.4	—
39	43.4	10.9	24.3	—	8.6	3.0	—	—	—	2.8	3.4	3.1	0.2	0.3	—	—
40	48.7	13.0	16.5	—	10.5	—	2.2	—	—	1.9	3.0	2.7	0.5	0.8	0.2	—
41	45.1	12.0	24.9	—	8.0	2.2	—	—	—	1.4	1.7	3.9	0.3	0.5	—	
42	37.4	10.9	34.3	—	0.4	7.1	—	—	—	2.3	5.2	1.8	0.2	0.3		
43	44.2	11.4	23.8	—	8.4	—	5.9	—	—	2.5	0.4	2.3	0.2	0.3	0.5	
44	47.5	6.3	17.7	—	13.3	—	2.5	—	—	2.8	5.5	3.1	0.6	0.8	—	
45	45.3	7.8	20.6	—	12.8	—	1.0	—	—	2.6	5.4	3.1	0.6	0.7	—	
46	43.7	4.0	17.4	—	17.2	—	0.9	—	—	4.8	8.3	3.7	—	—	—	
47	41.9	4.5	23.4	—	15.1	0.8	—	—	—	3.2	6.5	3.6	0.5	0.5	—	
48	43.6	7.4	18.8	—	16.5	0.2	—	—	—	2.9	5.8	4.0	0.6	0.5	—	
49	42.0	6.4	23.3	—	13.3	0.6	—	—	—	2.7	6.0	3.9	0.8	0.8	0.2	
50	40.6	7.5	20.4	—	13.0	1.8	—	—	—	5.0	7.3	2.7	0.3	0.2	1.1	
51	34.7	5.6	15.4	—	16.0	3.8	—	—	—	3.5	15.1	4.6	0.6	0.5	0.1	
52	36.0	5.1	15.4	—	19.0	1.9	—	—	—	3.0	11.6	6.2	0.9	0.7	0.2	
53	33.3	2.0	14.9	—	19.9	1.5	—	—	—	4.0	16.7	6.0	0.9	0.8	—	
54	34.2	2.8	11.9	—	20.4	4.6	—	—	—	3.5	13.6	7.3	0.6	0.3	0.8	

TABLE 19

Catanorm (according to K. Burri, 1959)

Sample	Q	Or	Ab	An	Ac	Ns	Wo	Cord	Fe Cord	Sil	En	Hy	Mt	Hm	Ru	cp	Total
1	40.2	19.2	27.8	5.8	—	—	—	1.8	1.3	2.4	—	—	—	1.5	—	—	100.0
2	30.5	24.8	37.7	3.0	—	—	—	1.3	1.5	—	—	0.7	0.3	—	0.1	—	100.0
3	34.0	27.7	27.5	6.5	—	—	—	0.4	3.1	—	—	0.4	—	—	0.1	—	100.0
4	28.4	36.0	21.3	—	3.5	2.8	4.8	—	—	—	1.5	1.3	—	—	0.1	0.1	99.8
5	32.1	23.2	27.1	6.8	—	—	—	3.5	2.4	4.2	—	—	—	0.7	—	—	100.0
6	26.2	25.3	33.7	7.8	—	—	—	3.5	1.3	—	—	2.0	0.2	—	—	—	100.0
7	29.3	30.0	27.7	3.7	—	—	—	1.3	4.6	2.1	—	—	—	1.3	—	—	100.0
8	21.1	32.7	31.2	—	1.3	6.1	3.1	—	—	—	2.0	2.5	—	—	—	0.1	100.1
9	21.8	31.3	33.5	—	0.5	5.1	2.2	—	—	—	2.7	2.9	—	—	—	0.1	100.1
10	28.3	26.8	31.7	7.2	—	—	—	2.0	—	—	0.4	1.9	1.1	—	0.5	0.1	100.1
11	30.6	24.2	29.0	5.7	—	—	—	7.7	—	—	0.1	0.3	1.3	—	0.2	0.1	99.2
12	26.2	24.8	35.7	6.8	—	—	—	1.3	3.3	—	—	1.2	0.5	—	0.2	—	100.0
13	27.9	23.0	32.7	8.3	—	—	—	2.8	—	—	1.6	1.3	1.6	—	0.1	0.1	99.2
14	30.7	23.2	23.3	14.2	—	—	—	3.5	—	—	1.6	1.3	1.4	—	0.3	0.5	100.0
15	26.2	24.3	31.7	6.3	—	—	2.1	—	—	—	4.7	4.1	0.4	—	—	0.2	100.0
16	25.6	24.6	35.0	9.2	—	—	—	2.0	—	—	1.3	0.9	1.7	—	0.2	0.1	100.0
17	25.9	15.7	30.3	17.0	—	—	—	6.6	2.9	—	—	0.4	1.2	—	—	—	100.0
18	26.9	20.4	32.8	11.2	—	—	—	4.4	—	—	0.9	—	1.8	0.5	0.2	0.6	99.7
19	22.2	21.3	34.5	11.8	—	—	—	5.1	—	—	1.1	2.0	1.0	—	0.1	0.1	99.2
20	16.9	22.9	36.9	12.5	—	—	—	4.0	—	—	3.1	0.7	2.4	—	0.3	0.1	99.8
21	23.0	17.7	37.0	13.0	—	—	—	3.5	—	—	1.7	0.4	1.9	—	0.3	0.5	99.8
22	25.4	9.3	33.3	22.2	—	—	—	3.5	—	—	2.9	—	2.8	0.6	—	—	100.0
23	27.0	20.5	20.7	19.2	—	—	—	6.2	—	—	2.0	0.5	3.9	—	—	—	100.0
24	20.5	21.5	35.7	7.0	—	—	—	8.6	3.5	—	—	—	2.4	0.1	0.2	0.1	99.6
25	20.5	18.5	41.6	8.9	—	—	—	4.2	—	—	0.8	1.1	3.6	—	0.5	0.3	100.0
26	23.9	9.7	35.7	17.7	—	—	2.0	—	—	—	6.9	—	0.6	3.5	—	—	100.0
27	18.9	17.3	31.3	19.3	—	—	—	4.8	—	—	3.3	3.2	1.2	—	0.5	0.2	100.0
28	19.25	15.5	35.0	18.2	—	—	—	2.8	—	—	3.3	3.6	1.3	—	0.4	0.3	99 9
29	16.0	16.3	37.8	12.3	—	—	—	10.8	—	—	2.6	1.8	2.0	—	0.03	0.3	99.9
30	25.4	23.7	25.8	6.2	—	—	—	4.4	—	—	1.5	—	0.14	2.5	0.3	0.1	90.3
31	16.4	16.5	33.8	20.7	—	—	—	2.6	—	—	3.7	4.4	1.3	—	0.5	0.1	100.0
32	18.4	16.0	37.3	15.8	—	—	—	2.3	—	—	3.2	3.7	2.2	—	0.4	0.6	99.9
33	13.0	19.8	40.7	13.7	—	—	2.5	—	—	—	5.1	3.3	1.2	—	0.3	0.4	100.0
34	16.2	10.5	41.0	20.0	—	—	0.5	—	—	—	5.5	3.1	2.2	—	0.5	0.5	100.0
35	16.3	14.3	43.7	15.3	—	—	1.3	—	—	—	2.9	3.6	2.0	—	0.3	0.3	100.0
36	16.4	16.5	33.8	20.7	—	—	—	2.6	—	—	3.7	4.4	1.3	—	0.5	0.1	100.0
37	10.8	19.2	38.7	17.2	—	—	1.9	—	—	—	6.9	3.9	0.8	—	0.3	0.3	100.0
38	15.1	18.8	35.3	15.0	—	—	—	8.4	—	—	2.5	0.9	2.1	—	0.3	0.2	98.6
39	13.0	18.1	40.5	14.3	—	—	4.0	—	—	—	4.5	2.3	2.8	—	0.2	0.3	100.0
40	19.6	21.7	27.5	17.5	—	—	—	4.0	—	—	4.0	2.3	1.9	—	0.5	0.8	99.8
41	13.5	20.0	41.5	13.3	—	—	2.9	—	—	—	2.3	4.3	1.4	—	0.3	0.5	100.0
42	3.8	18.2	57.2	0.7	—	—	9.5	—	—	—	6.9	0.8	2.3	—	0.2	0.3	99.9
43	11.1	19.0	39.7	14.0	—	—	—	10.8	—	—	0.5	1.3	2.5	—	0.5	0.3	99.7
44	19.6	10.5	29.5	22.0	—	—	—	4.6	—	—	7.3	2.3	2.8	—	0.6	0.8	100.0
45	16.0	13.0	34.3	21.3	—	—	—	1.8	—	—	7.2	2.4	2.6	—	0.6	0.7	99.9
46	16.3	6.7	29.0	28.7	—	—	—	1.7	—	—	11.1	1.7	4.8	—	—	—	100.0
47	11.6	7.5	39.0	25.2	—	—	1.1	—	—	—	8.7	2.7	3.2	—	0.5	0.5	100.0
48	14.1	12.3	31.3	27.0	—	—	0.3	—	—	—	7.7	3.3	2.9	—	0.6	0.5	100.0
49	11.7	10.7	38.8	22.2	—	—	0.8	—	—	—	8.0	3.3	2.7	—	0.8	0.8	99.8
50	12.7	12.5	34.0	21.7	—	—	2.4	—	—	—	9.7	0.3	5.0	—	0.3	0.2	98.8
51	4.6	9.3	25.7	26.7	—	—	5.1	—	—	—	20.1	3.7	3.5	—	0.6	0.5	99.8
52	4.3	8.5	25.7	31.7	—	—	3.2	—	—	—	15.5	6.3	3.0	—	0.9	0.7	99.8
53	3.4	3.3	24.8	33.2	—	—	2.0	—	—	—	22.3	5.3	4.0	—	0.9	0.8	100.0
54	4.7	4.7	19.8	34.0	—	—	6.1	—	—	—	18.1	7.5	3.5	—	0.6	0.3	99.3

TABLE 20

Cations per cent for the analysed rocks

No. = No. sample in Tab. 15	Cations										
	Si^{4+}	Ti^{4+}	Al^{3+}	Fe^{3+}	Fe^{2+} Mn^{2+}	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Na^{+}	K^{+}	P^{+}	Sum
1	72.9	—	14.5	1.5	0.2	0.3	1.2	5.6	3.8	—	100.0
2	70.8	0.1	14.7	0.3	0.7	0.2	0.6	7.5	5.0	0.0	99.9
3	71.5	0.1	14.9	0.2	0.9	0.1	1.3	5.5	5.5	0.0	100.0
4	69.8	0.1	11.5	0.9	0.8	0.7	2.4	6.6	7.2	0.0	100.0
5	69.1	—	17.8	0.6	0.4	0.6	1.4	5.5	4.6	0.0	100.0
6	67.9	—	16.7	0.1	1.3	0.6	1.6	6.7	5.1	0.0	100.0
7	68.8	—	16.5	1.3	0.8	0.3	0.7	5.6	6.0	0.0	100.0
8	66.9	0.1	12.8	0.3	1.2	1.0	1.6	9.6	6.5	0.0	100.0
9	67.1	—	13.0	0.1	1.5	1.3	1.3	9.4	6.3	0.0	100.0
10	68.3	0.5	15.3	0.7	1.4	0.5	1.5	6.3	5.4	0.1	100.0
11	68.1	0.2	16.3	0.9	0.8	1.5	1.5	5.8	4.9	0.0	100.0
12	67.9	0.2	16.5	0.3	1.4	0.2	1.4	7.1	5.0	0.0	100.0
13	67.6	0.1	15.6	1.1	1.3	1.3	1.7	6.6	4.6	0.0	99.9
14	67.3	0.3	16.3	0.9	1.2	1.4	3.2	4.7	4.6	0.2	100.0
15	67.7	0.1	13.7	0.3	2.2	2.3	2.5	6.3	4.8	0.1	100.0
16	66.6	0.3	16.2	1.1	1.1	1.0	1.9	7.0	4.8	0.0	100.0
17	64.8	—	19.4	0.8	1.1	1.2	3.4	6.1	3.1	—	99.9
18	65.9	0.2	16.8	1.7	0.7	1.2	2.6	6.6	4.1	0.2	100.0
19	64.6	0.1	17.9	0.7	1.6	1.5	2.4	6.9	4.3	0.0	100.0
20	63.8	0.3	17.4	1.6	1.2	2.2	2.6	6.7	4.2	0.0	100.0
21	64.1	0.3	17.6	1.3	0.9	1.5	3.0	7.6	3.5	0.2	100.0
22	62.8	—	18.7	2.4	1.0	2.1	4.4	6.7	1.9	—	100.0
23	63.4	—	18.2	2.6	1.6	2.1	3.8	4.1	4.1	0.0	99.9
24	63.3	0.2	18.6	1.7	1.5	1.6	1.5	7.2	4.3	0.1	100.0
25	63.0	0.3	17.1	2.4	1.7	1.2	2.1	8.3	3.7	0.2	100.0
26	62.6	—	16.0	3.9	0.2	3.5	4.7	7.2	1.9	—	100.0
27	61.2	0.5	19.2	0.8	2.0	2.5	4.0	6.2	3.5	0.1	100.0
28	61.8	0.4	18.4	0.9	2.3	2.2	3.8	7.0	3.1	0.1	100.0
29	60.3	0.3	18.4	1.3	1.6	3.3	3.9	7.5	3.3	0.1	100.0
30	63.9	0.3	14.8	3.0	1.8	1.6	4.0	5.5	5.0	0.1	100.0
31	60.1	0.5	19.2	0.9	2.7	2.3	4.2	6.8	3.3	0.0	100.0
32	61.4	0.4	17.9	1.5	2.4	2.0	3.5	7.5	3.2	0.2	100.0
33	60.2	0.3	17.6	0.8	2.1	2.5	1.2	8.1	4.0	0.2	100.0
34	59.9	0.5	18.1	1.5	2.3	2.7	4.6	8.2	2.0	0.2	100.0
35	61.0	0.3	17.7	1.4	2.5	1.5	3.9	8.7	2.9	0.1	100.0
36	59.3	—	21.0	2.1	1.5	1.6	5.1	7.2	2.2	0.0	100.0
37	58.9	0.3	18.4	0.6	2.2	3.4	4.6	7.7	3.8	0.1	100.0
38	59.2	0.3	20.2	1.4	1.7	2.8	3.2	7.3	3.8	0.1	100.0
39	59.2	0.2	17.5	1.9	2.1	2.3	5.0	8.1	3.6	0.1	100.0
40	61.2	0.5	18.4	1.3	1.8	2.7	4.0	5.5	4.3	0.3	100.0
41	60.5	0.3	17.7	0.9	2.6	1.1	4.4	8.3	4.0	0.2	100.0
42	58.0	0.2	15.4	1.6	1.2	3.5	5.0	11.4	3.6	0.1	100.0
43	57.8	0.5	21.3	1.7	1.6	2.2	3.0	8.0	3.8	0.1	100.0
44	59.3	0.6	18.4	1.9	2.1	4.5	4.9	5.9	2.1	0.3	100.0
45	56.4	—	19.2	3.2	2.5	5.8	5.7	5.8	1.4	0.0	100.0
46	58.5	0.6	18.7	1.7	2.1	4.0	4.7	6.8	2.6	0.3	100.0
47	55.9	0.5	19.3	2.2	2.4	4.3	5.9	7.8	1.5	0.2	100.0
48	56.7	0.6	19.5	2.0	2.6	3.8	5.8	6.3	2.5	0.2	100.0
49	56.4	0.8	18.8	1.8	2.7	4.0	5.3	7.8	2.1	0.3	100.0
50	55.9	0.3	18.1	3.4	2.2	4.9	5.7	6.9	2.5	0.1	100.0
51	50.8	0.6	17.7	2.4	3.1	10.1	8.1	5.1	1.9	0.2	100.0
52	50.5	0.9	19.5	2.0	4.2	7.7	8.0	5.1	1.7	0.3	99.9
53	48.3	0.9	18.9	2.6	4.1	11.1	8.1	5.0	0.7	0.3	100.0
54	49.0	0.6	18.6	2.4	5.2	9.1	10.1	4.0	0.9	0.1	100.0

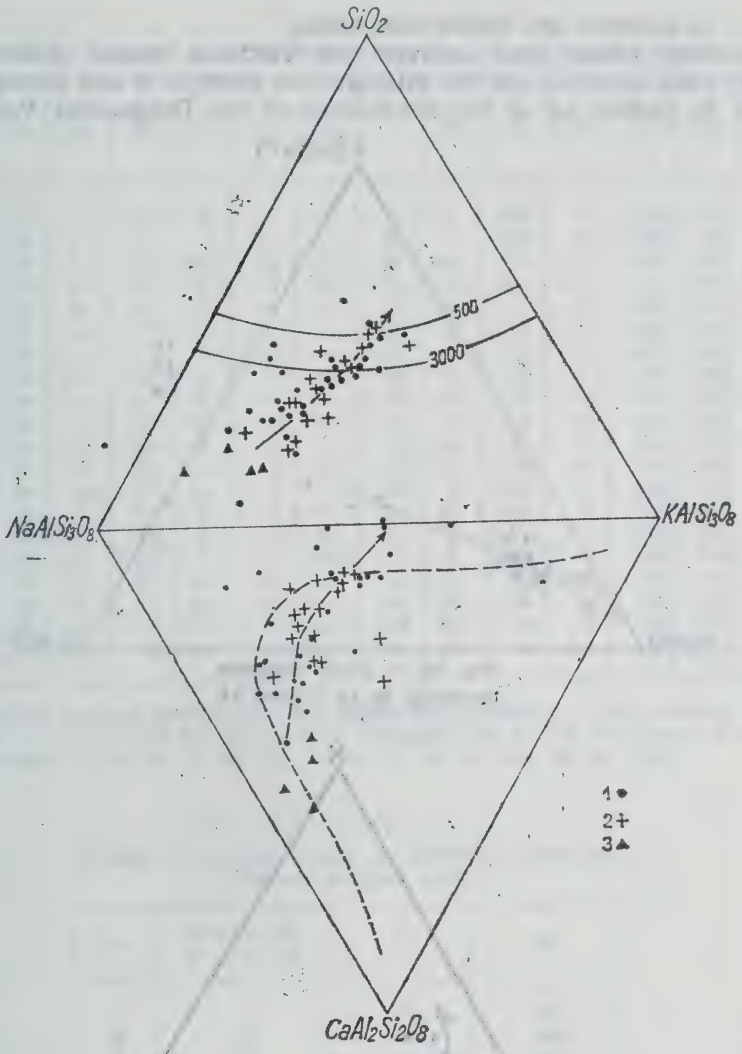


Fig. 17. — Carmichael diagram.
Symbols as in Figure 14.

The following peculiarities results from Table 21 :

— Ba and Li contents of the Vlădeasa banatitic rocks are higher than that of similar calcoalkaline rocks (Taylor, 1969) ;

— Sr, Co, Ni, Sc, V, Cr, Ga contents of the eastern Vlădeasa banatities are lower than that of the rocks with similar composition (Taylor, 1969) and of the Săvîrşin banatites (Savu et al., 1967) ;

— Lamprophyre rocks show in trace elements values similar to those mentioned by Taylor (1969) for andesite ;

— Li contents are higher than usual.

Strictly taking into account the Vlădeasa massif different contents of trace elements for the microgranite (sample 8) and Zărna rhyolite (sample 9), picked up at the confluence of the Drăganului Valley with

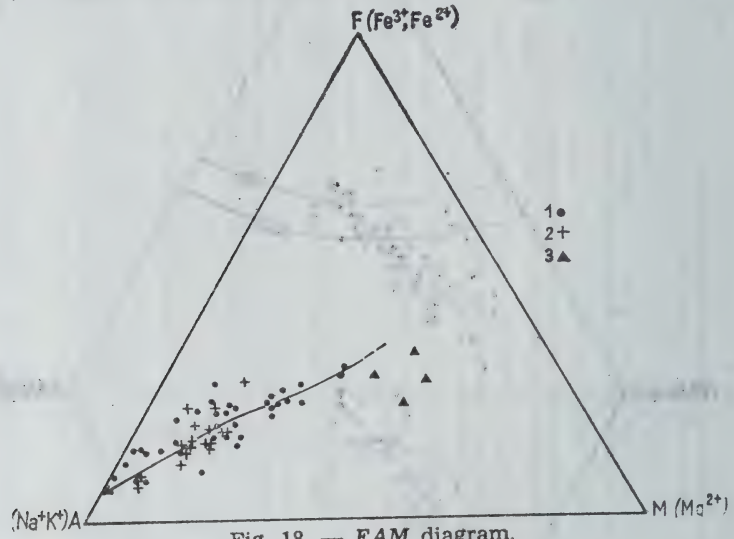


Fig. 18. — *FAM* diagram.
Symbols as in Figure 14.

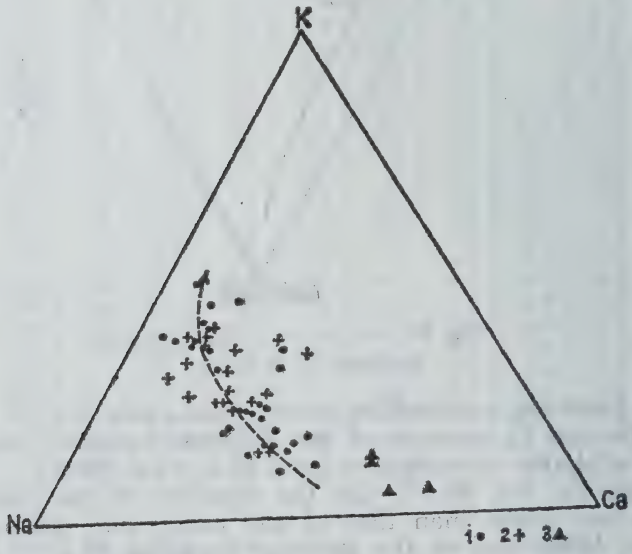


Fig. 19. — KNaCa diagram.
Symbols as in Figure 14.

TABLE 21

*Trace elements (ppm) of the banatitic rocks of the eastern Vlădeasa massif**

No.	Sample no. in Tab. 15	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Be	Zr	Ba	Sr	Li
1	4	30	—	15	3	—	—	—	11	40	4	210	530	20	—
2	8	30	4	13	—	—	—	16	—	28	5	140	75	14	—
3	9	30	7	18	10.5	12	17	95	11	14	1	140	380	195	67
4	11	40	8	24	3	4	1.5	17	5.5	nd	nd	nd	500	120	50
5	13	30	4	14	4	—	—	10	12	31	3	390	630	25	—
6	15	31	—	17	—	—	—	21	12	36	3	360	580	55	33
7	19	30	—	15	5	6	—	21	6	30	3	270	380	70	—
8	21	28	14	23	6	7	6.5	29	6	nd	nd	nd	530	175	45
9	24	30	—	16	3	5	—	30	10	33	2	420	420	53	—
10	29	28	17	25	10	10	18	50	9.5	nd	nd	nd	530	220	47
11	30	30	4	15	4	—	—	19	14	36	3	450	850	28	—
12	35	30	14	29	5.5	8	6.5	28	14	nd	nd	nd	550	550	30
13	37	40	6.5	17	10	8	—	87	9	24	2	190	340	120	13
14	38	30	5	18	5	6	—	62	13	28	2	750	1450	175	—
15	41	30	7	17	9	10	—	65	7	19	2	185	380	90	43
16	44	30	11	17	9	13	15	115	14	28	2	210	330	150	—
17	47	22	19	27	16	14	33	64	14	nd	nd	nd	440	250	40
18	49	30	15	18	14	15	26	135	22	45	2	108	250	128	35
19	51	30	42	13	72	37	350	190	29	18	2	120	220	130	—
20	52	30	18	18	19	27	150	220	32	18	1.5	180	220	130	78

* The spectral analyses were carried out within the laboratory of the Institute of Geology and Geophysics by Constanța Udrescu (samples: 11, 21, 29. 35, 47) and Ruxandra Florescu (samples: 4, 8, 9, 13, 15, 19, 24, 30, 37, 38, 41, 44, 49, 51, 52).

TABLE 22

Ba and Sr contents (ppm) in plagioclase from the Vlădeasa banatitic rocks

No	Sample No. in Tab. 15	Ba	Sr
1	11	155	220
2	21	370	430
3	29	340	420
4	35	430	520
5	47	370	800

the Zărna Valley are unequal although contents of major elements are similar.

Table 22 shows the decrease of Sr content in plagioclase while the rock acidity increases but no clear evolution tendency for Ba is noticed. [38]

[38] From sample 11 potash feldspar was also analysed: Ba = 1750 ppm; Sr = 135 ppm.

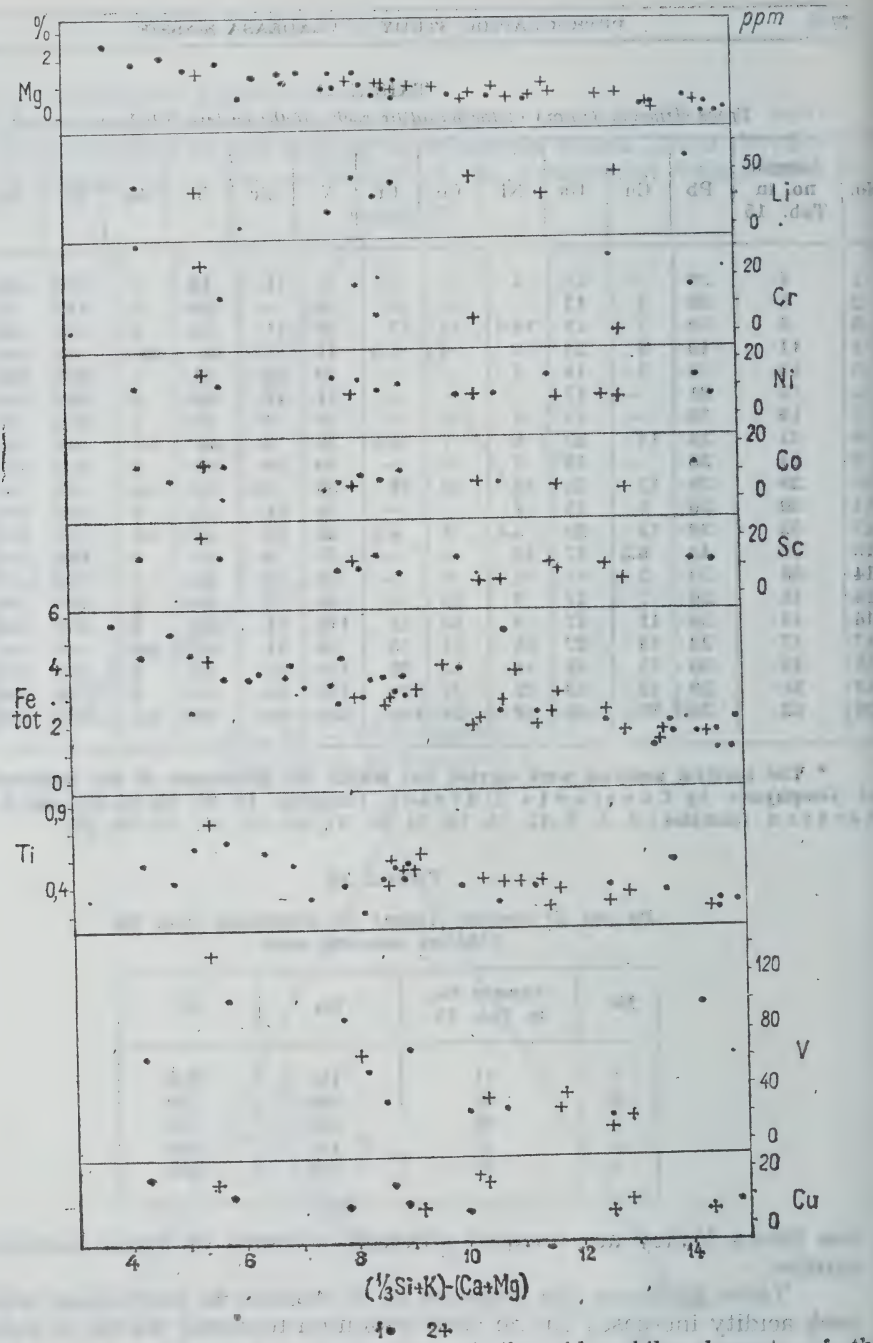


Fig. 20. — Nockolds-Allen diagram of the siderophile elements of the eastern Vlădeasa banatitic rocks.

1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks.

The Ba and Sr contents of plagioclase from the Vlădeasa banatitic rocks are much higher than the contents of plagioclase belonging to rocks of similar composition. Thus plagioclase and quartz from South California granodiorite (S e n et al., 1959, in S h a w, 1964) have the following contents : Ba = 100 ppm, Sr = 250 ppm.

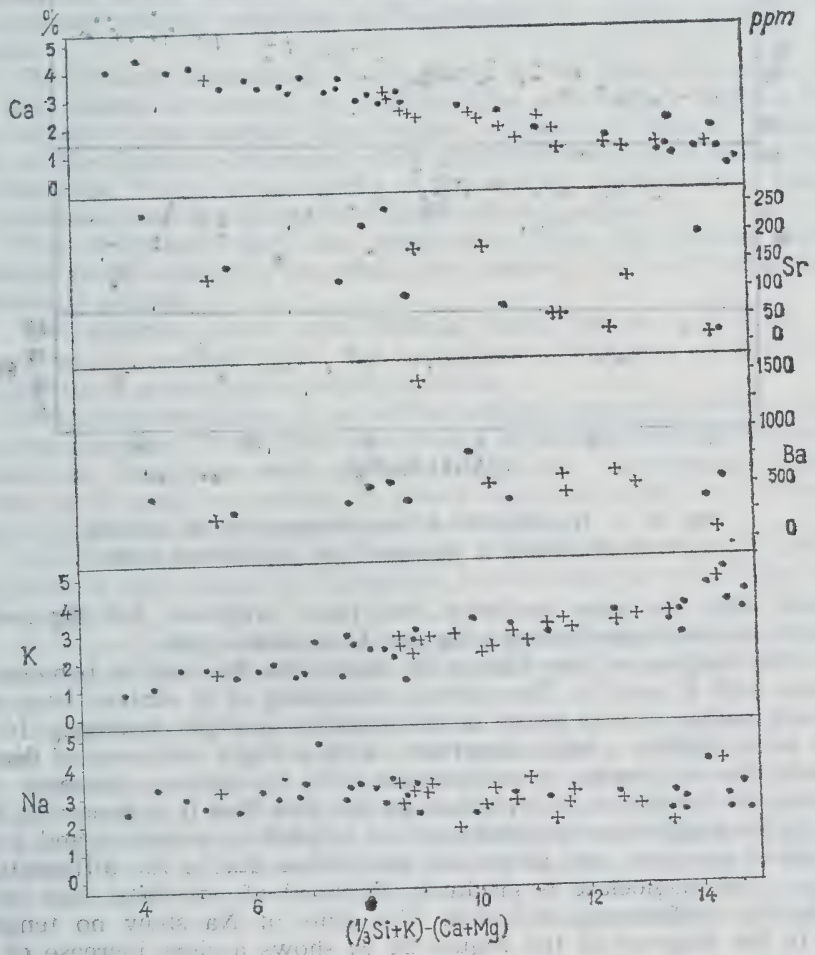


Fig. 21. — N o c k o l d s-A l l e n diagram for Ca, Sr, Ba, K and Na. 1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks.

The contents of trace elements, and for comparison those of major elements, are graphically represented depending on the differentiation index (1/3 Si + K) — (Ca + Mg) — N o c k o l d s-A l l e n (1953).

The diagram of the Figure 20, as well as the table indicate a weak variation of the contents of trace elements.

A decrease tendency of the Cu, V, Ti, Sc, Co, Ni, Cr contents is noticed during the evolution of the magmatism (from andesite and quartz-diorite, respectively to rhyolite and granite, respectively) in

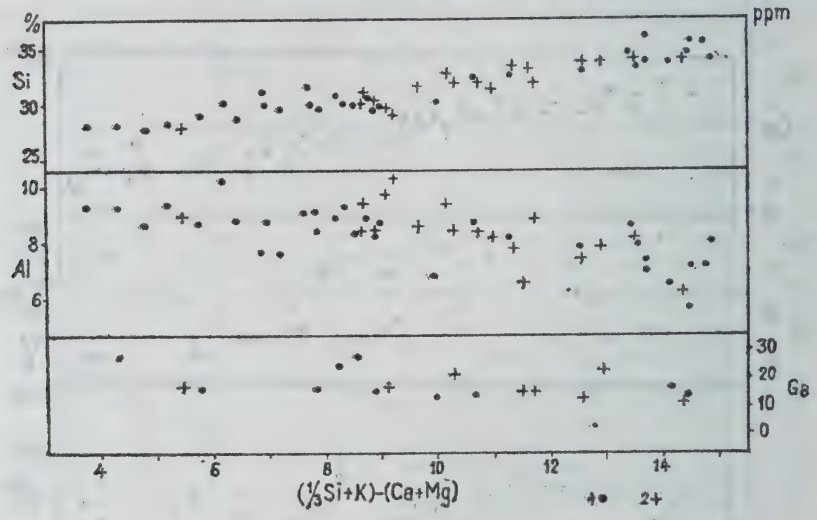


Fig. 22. — Nockolds-Allen diagram for Si, Al, Ga.
1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks.

parallel with the same tendency, but more pregnant, for Mg and Fe. A negative correlation between Mg and Li is noticed, too.

The diagram of the Figure 21 shows the Ba and Sr behaviour in relation with K and Ca. The obvious increasing of K content from intermediary rocks to acid rocks is followed by a slight tendency for Ba. Sr in turn exhibits a high dispersion, with a slight tendency of decrease towards the acid rocks, in comparison with the obvious decrease of Ca contents. Sr behaviour is explained by the fact that it is generally found both in the plagioclase or pyroxene and amphibole structure, and for the amount of pyroxene and amphibole diminishes during the differentiation process, and plagioclase is gradually depleted of anorthite, fact expressed by the differentiation index. The plots of Na show no tendency.

In the diagram of the Figure 22 Si shows a clear increase of contents while the values of the differentiation index increase. Al, although with a rather high dispersion, points out a decrease of contents in parallel with the increasing of the values of the differentiation index. Ga shows only a reduced decrease from the basic to acid terms.

In all diagrams, the evolution tendencies and the fields resulted from plottings of the plutonic and subvolcanic rocks overlap those of the volcanic rocks, providing evidence for their unique magmatic origin.

VII. PRODUCTS OF THERMAL AND METASOMATIC METAMORPHISM

Various contact metamorphic assemblages of slight areal extent consist, according to Giuşcă (1950), of thermal, pneumatolytic and especially hydrothermal associations.

Xenoliths of crystalline schists or Permian clays in granite and granodiorite rocks and their porphyritic or fine-grained varieties are significantly altered resulting in hornfelses of various mineral paragenesis.

The Triassic limestones at the mouth of the Moara Dracului Brook and the Jurassic limestones of Pietrele Albe and north of Zărna Valley, are converted into marble. The bauxite of the two tabular bodies formed on the Jurassic limestones that occur on the left of the mouth of the Nimoiasa Valley or as blocks at the springs of the Seaca Valley, is also metamorphosed yielding corindone and magnetite.

The Cretaceous clays and marly-clays from the contact with the banatitic rocks, especially xenoliths, are intensely thermally and/or metasomatically altered.

The andesite, dacite and rhyolite rocks are in their turn transformed at the contact with the subsequent intrusions of granodiorite and granite or granodiorite porphyry rocks.

Numerous xenoliths of crystalline schists occurring within the granodiorite porphyry body from the quarry of Bologa, are completely converted into hornfelses with picotite, sillimanite, andalusite, corundum, biotite, rutile and tourmaline. In places injections with late differentiations of granodioritic magma cross this hornfels.

Hornfels associations with spinel, corundum, cordierite and biotite form at the contact of Mărgăuța dacite with the crystalline schists (Chicera Hill).

Giuşcă (1950) described coarse grained magnetite, diopside and biotite within the band of metamorphosed limestones north of the Zărna Valley.

Xenoliths completely converted into hornfels with andalusite, spinel, biotite and rutile, are found in the granodiorite porphyry at Hodiș.

Numerous xenoliths of Permian violaceous clays intensely recrystallized are found in the granodiorite and porphyritic microgranite (in the quarries at Lunca Vișagului). Hornfels with orthoclase, plagioclase, andalusite, picotite, sillimanite, corundum, biotite, rutile and magnetite were described (Giuşcă, 1950). Hornfelses with similar paragenesis resulted by conversion of xenoliths from the granodiorite prophyry in the quarries of Poieni.

The mineral associations of the hornfelses east of the Vlădeasa massif are characteristic of the low pressure and high temperature conditions. The presence of sillimanite and even of potash feldspar in the Vlădeasa hornfelses indicates the pyroxenic hornfels facies (Winkler, 1966) or the hornfels facies with potash feldspar and cordierite, orthoamphibolic subfacies (Winkler, 1967), the orthoamphibolic zone, respectively (Winkler, 1970).

Xenoliths of Cretaceous marly limestones (?) are intensely metasomatically altered in the Vișag dacite, south of Bologa, on the left of the Răchițiș Valley. They contain garnet, vesuvianite and diopside.

Numerous marly-clay exposures at the contact with the banatitic rocks — in the north-west of the region, in the basin of Bulzuri, Dara and Zărnișoara valleys —, or as xenoliths within these banatitic rocks are highly altered. In places diopside is found ; garnets also occur as nodular aggregates subsequently replaced by clinozoisite.

Recrystallization and biotite formation are frequently found in xenoliths of Cretaceous clay enclosed in dacite or rhyolite. This process is intensive near the granitic and granodioritic intrusive bodies. The microconglomeratic sandstone is intensely recrystallized near the granitic body on the peak on the left of the Zărnișoara Valley. The rock comprises coarse grained quartz with polyhedral contours and the interstices filled up with biotite ; garnet is found, too. Subsequently the rock can be epidotized.

The most intense metasomatic replacement occurs within the breccious conglomerates, in connection with the emplacement of the Vlădeasa rhyolites. Exposures located north of Ciripa forest ranch (mouth of the Moara Dracului Brook) are the most representative. Near the outcrop of Triassic metamorphosed limestones, the Senonian breccious conglomerates include, beside elements of Werfenian sandstones, numerous blocks of Triassic and/or Jurassic limestones, as well as Senonian siltites.

Nests of radial wollastonite formed by replacement of limestones are surrounded by a narrow zone of brown grossularite. Bytownite aggregates or microlites occur within the greenish mass of diopside. Scapolite occurs seldom (G i u ș c ă, 1950). Tremolite is abundant and forms nests. Actinolite and epidote, in nests or along fissures are characteristic of the whole region, and occur at the rhyolite contact with the Senonian conglomerates. The breccious conglomerate is impregnated with pyrite, sphalerite and galena. Stilbite and calcite are found along fissures.

The Vlădeasa rhyolites are converted into hornfels at the contact with the granitic and granodioritic intrusions ; the groundmass is recrystallized, the xenoliths are replaced by biotite, actinote and epidote, producing a spotted character. The rhyolite rocks show the same pattern on the Dara Valley, Tarnița Hill, Zărnișoara Valley, Zărna Valley and Drăganului Valley, up to south of the confluence with the Crăciunului Valley.

At the contact with the granodiorite porphyry the Vișag dacite groundmass is intensely recrystallized, with mosaic-like texture, finer than the groundmass of the granodiorite porphyry ; it is of more reduced size and at about 1/2 m from the contact show the character of a dacite groundmass.

The silicifiation of andesite from the Bănișor Hill and especially of the andesite of the flows which develop eastward, were already men-

tioned, and the advanced silicifiation up to secondary quartzites (Vîrfuraș andesite, Săcueu and Morlaca dacite) have a rather limited extent and have only a petrographic importance.

Within the petrographical and mineralogical descriptions specific metamorphic associations were mentioned, as well as the relationships among them as they appear at a scale of a thin section. The banatitic rocks of the Vlădeasa massif did not undergo too advanced processes of hydrothermal metamorphism ; at least in exposure they are rather unaltered and usually lack economic interest.

Among the rocks that were chemically analysed (Tab. 15) the Hodiș quartz microdiorite (samples 24 and 25), Piatra Bănișorului andesite (sample 18), as well as the andesite of the Briței peak (sample 42) are altered. The gain-loss balance (Barth cell) [39] was calculated using data provided by rather unaltered andesite of the Rele Valleys ; southern part of the andesitic dyke from Bănișorul Hill and altered andesite of Piatra Bănișorului (Table 23 and Table 24).

TABLE 23

Barth cell

Sample no. in Tab. 15	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	O_{160}	OH_{160}
49	2.02	7.38	5.05	3.83	4.18	0.02	17.83	0.77	0.32	15.30	152.94	7.06
24	3.48	7.80	1.92	1.12	3.75	0.13	16.04	0.26	0.18	59.06	156.74	3.26
25	4.00	4.64	1.37	1.37	2.96	0.05	17.27	0.21	0.05	58.77	153.58	6.42
45	2.46	6.44	4.38	3.73	3.59	0.02	17.52	0.54	0.25	54.92	151.28	8.72
18	3.80	6.12	2.41	1.14	2.22	0.01	15.56	0.22	0.21	61.14	158.58	1.42

TABLE 24

Balance resulted from Barth cell

Sample no. in Tab. 15	K	Na	Ca	Mg	Fe	Mn	Al	Ti	P	Si	H
24	+1.46	+0.42	−3.14	−2.71	−0.45	+0.11	−1.79	−0.51	−0.14	+5.56	−3.80
25	+1.98	−0.74	−3.69	−2.46	−1.22	+0.03	−0.56	−0.56	−0.27	+5.27	−0.64
18	+1.34	−0.32	−1.97	−2.59	−1.37	−0.01	−1.96	−0.32	−0.04	+6.22	−7.30

[39] Although V l a d (1974) claims that the Barth cell does not provide the best evidence of the metasomatic balance since the number of oxygene atoms is not constant during the substitution process it seems likely that the above mentioned alterations of slight extent would be suitable for the Barth cell calculations.

Similar calculations for the Hodiș microdiorite, compared with rather fresh quartz microdiorite from the Lunga Valley (sample 49) were carried out too.

It results in all cases a supply of K and Si, as well as the removing of Ca, Mg and Fe ; a decrease of Al content is also noticed. In the case of andesite the K supply may be seen in the fine quartz-feldspathic intergrowths from the groundmass. The K supply in the case of quartz microdiorite is pointed out by the invasion of plagioclases by orthoclase or by the micrographic or granophyric intergrowths which corrode the feldspars.

VIII. THE POSITION OF THE IGNEOUS ROCKS OF THE VLĂDEASA VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX WITHIN THE BANATITIC MAGMATISM

The magmatic products of the banatitic province are located in the west of Romania along a NNE-SSW trending area from north of the Crișul Repede River, towards south, up to the Danube ; then the magmatism of the same type that crosses the Danube occurs in Yugoslavia, Bulgaria and Turkey. The discontinuity of the banatite occurrences, their petrographic and structural variety, as well as the lack of some relationships with the sedimentary rocks, make difficult the correlations. Generally both in Romania and Yugoslavia and Bulgaria there were distinguished two main stages of banatite emplacement. The early stage is characterized by volcanics, and the second by intrusions of the subvolcanic and plutonic rocks. In various places products of both events or of the second one might occur. In each case cycles, phases and stages were distinguished but from the existent data it resulted that the magmatism developed differently from one place to another.

In Yugoslavia three eruption phases took place during the volcanic stage : the early stage generated andesite and timocite eruptions during Turonian that are overlain by Bor conglomerates, and the subsequent phase produced andesite, latite, basalt andesite during Senonian (Drovenik et al., 1963). According to these authors the products of the second phase are also found in Bulgaria at Srednagora. The plutonic rocks are emplaced after the Laramian movements during Paleogene.

In Bulgaria the Srednagora volcanics, generally represented by trachiandesite and trachibasalts, but also by basalts, basalt andesite, andesite, latite, associated with pyroclastites, are covered by a calcareous level with Maestrichtian fauna and considered by most of the authors of Maestrichtian age (Borisov, 1965 ; Dimitrov, 1965 ; Vasilev and Stanisheva, 1965 ; Stanisheva and Vasiliev, 1966 ; Stanisheva, 1970).

Chipchiakova (1970)[40] distinguishes three phases of the Senonian volcanism within the Panagyurishte region. A first stage of andesitic lavas and agglomerates, is considered as ante-Maestrichtian. Dacite, rhyodacite, and rhyolite were emplaced during the second phase,

[40] Oral communications.

and the last phase (the 3rd) is represented by dykes and veins of basaltoid andesite and trachiandesite.

The opinions on the succession and mode of emplacement of the Laramian plutonic rocks, differ from one author to another. Thus Boyadjiev (1970)[41] assumes that Plana pluton, considered by most authors similar to the Vitosha pluton, is different and occurs as a result of a differentiation in situ and not by successive magmatic supplies. The Plana pluton made up of gabbros and gabbrodiorite (as a first supply) and by diorite, quartz monzodiorite, granodiorite, adamellite, sienomonzodiorite, resulted by differentiation in situ of a granodioritic magma. The granodiorite dykes are generated by a late magmatic event ; they are only in part older than the pegmatite veins (!?). The Vitosha pluton intrudes the Senonian andesitic pyroclastite (Velinov, 1965) and is made up of : quartz diorite, gabbro, monzonite, aplitic granosienite penetrated by monzonitic dykes and finally by granite porphyry rich in potash feldspar. Within the Caliana-Rakovishka zone Velinov (1968) considers the dykes and small intrusions to be the result of two magmatic events, which generated diorite, microdiorite and quartz-diorite porphyry, as well as plagiogranites.

In our country, Giuşcă, Cioflica and Savu (1966) in the „Petrological characterization of the banatitic province" distinguished two stages of Upper Cretaceous-Paleogene magmatism.

— a sub-Hercynian phase, predominantly explosive, with restricted products of a dioritic magma, lack economic interest ;

— a Laramian phase representing the banatitic magmatism, characterized by a significant magmatic differentiation and followed by metallogenesis with : Fe, Mo, Bi, Pb, Zn, Cu.

The separation of a sub-Hercynian petrographic province was made according to data regarding at that time the Vlădeasa massif and Rusca Montană basin, where the relationships of the volcanics with the Senonian deposits strongly suggested it.

Recently, in Poiana Ruscă and especially Rusca Montană, Kräutner and Florentina Kräutner[42] have contested the existence of a sub-Hercynian phase and have assigned all the magmatic products to the Laramian movements, admitting the development of the magmatic activity into three cycles :

— a first cycle characterized by a predominantly intense explosive volcanic activity, which generated the andesitic pyroclastites from the volcano-sedimentary formation overlying the Maestricthian conglomerate ;

— the second cycle characterized by an intrusive magmatic activity and represented by granodiorites and followed by the differentiated vein sequence, succeeds at a short time-interval, the volcanic activity of the first cycle ;

— the third cycle is represented by a sequence of lamprophyre dykes.

[41] Oral communications.

[42] Idem 20.

The continuity of sedimentation from Turonian up to the Upper Campanian and the lack of magmatic manifestations, both during this time period and within the horizon of Maestrichtian basal conglomerates (which slightly unconformably overlie the Turonian-Upper Campanian deposits), are arguments to assign the products of the first cycle to the early Laramian phase.

Dragoș (1971) points out the lack of Turonian sediments in the Vlădeasa massif, but there is a continuity of sedimentation from the Upper Coniacian up to the Lower Maestrichtian. These deposits are overlain by the breccious conglomerates from the upper course of the Drăganului Valley. The magmatic products, which make up the igneous massif, overlie these conglomerates (west of the Vlădeasa peak) or the Upper Coniacian-Lower Maestrichtian sandstone and marly-clays (in the eastern part). Present data in the Vlădeasa massif, the only region of the Apuseni Mountains that contains typical and well developed banatitic volcanics, can be correlated with the data presented by Florentina Kräutner and Kräutner (1972)[34] for Poiana Ruscă and Rusca Montană.

As regards the cineritic interbeddings from the Upper Santonian deposits (northern rim of the Gilău Mountains) mentioned by Tătărîm Vlaicu (1963), they are in fact rhyolite dykes and sills (Mîrza, 1969 ; Stoicovici et al., 1971 ; Mureșan, 1971 a, 1974).

The situation of Roșia-Meziad basin, where Preda (1962) and Todiriță Mihăilescu (1966) mentioned interbeddings of andesitic and dacitic (?)[44] tuffs in the marls with inocerams (Santonian-Maestrichtian) or that of the Borod basin where Givulescu (1954) described cineritic interbeddings within the Campanian deposits, are not taken into account in the present study. Even if, as we consider, in neither places existed interbeddings, there was an Upper Cretaceous magmatism, which preceded the banatite emplacement. Andesite blocks with fluid texture are enclosed in the strongly crashed clayey sandstones that inject the dacite or occur as huge xenoliths in it north of Vlădeasa (Ștefan, 1969). The presence of well rounded blocks of dacite was already mentioned within breccious conglomerates at the spring of the Drăganului Valley. Russo Săndulescu and Berza (1975) identified in the Trascău Mountains a Neocretaceous (?) volcano-sedimentary formation represented by pyroclastite with dacite elements overlain by epiclastite. A subsequent dacite flow with biotite and corroded hornblende, is overlain by a phenoandesite. The whole formation is penetrated by dykes of banatitic dacite and rhyolite.

The intrusive rocks, plutonic or subvolcanic, are assigned to banatite and considered to be emplaced after the Laramian phase.

In a recent paper Cioflica and Vlad (1973) distinguished four emplacement stages of the Laramian magmatism :

[43] Idem 20.

[44] Both in dacite and especially rhyolite case, the rocks filled with xenoliths emplaced under superficial subvolcanic conditions (e.g. sills) at an intense supergene alteration could be easily taken for a pyroclastic formation even by specialists.

— a first stage represented by quartz microdiorite and diorite ;

— a second stage represented by granodiorite, granite and quartz diorite, as well as their differentiation products (sienite, monzonite, sienogabbro, aplite, etc.) ;

— a third stage, followed by metallogenesis (Fe, B, Mo, Bi, W, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Au, As, Py, Ba) is represented by basalt, andesite, rhyodacite, granodiorite porphyry, microdiorite, etc ;

— the fourth stage is represented by spessartite, kersantite, camptonite, malchite, etc.

Our data from Vlădeasa and Bihor partly support these conclusions.

It is probable that andesite, dacite and rhyolite from south Bihor (Jude and Ştefan, 1967) and that from Biharia massif (Ştefan, 1973 [45] ; Ştefan, in Bleahu et al., 1975 [46]), as well as the rhyolite of the Drocea massif (Ştefan and Istrate, 1974 [47]) may represent simultaneous products with the same type volcanism from the Vlădeasa massif, but exclusively emplaced under subvolcanic conditions.

Most of the „andesite" with a strong porphyritic character (Jelinek, 1937 ; Ionescu, 1962) found in the Arieşul Valley basin (Biharia massif) and representing in fact the diorite porphyry (Jude and Ştefan, 1967 ; Ştefan, 1973 [48]), beside quartz diorite and microdiorite constitute the first consolidated intrusive rocks. They seem to occur either as independent bodies (in Bihor) or as peripheric separations of the granodiorite and granodiorite porphyry bodies (in Vlădeasa).

As regards the second stage we agree with the data presented by Cioflica and Vlad (1973) but our field data from Vlădeasa, Bihor and Drocea do not support the separation of the third stage. Thus, in the Biharia massif — on the Galbena Valley, right tributary of the Arieşul Mare — the diorite porphyry is cut by the granodiorite porphyry, which is more and more granular and grades to the granodiorite of the Stînişoara massif (Ştefan, 1973 [49]). The peripheric parts of the larger bodies of granodiorite (Stînişoara), diorite (Găina Mountains, Hălmăgel) or the quartz microdiorite (Măgureaua Vaţei, Drocea), as well as the apophyses around these bodies show porphyritic structures, are strongly altered, being consolidated before the main mass of the massives. We didn't find in any place granodiorite porphyry penetrating the granodiorite, but we always found dykes of acid rocks, either aplitic or porphyritic, enriched in quartz and potash feldspar with microgranitic groundmass.

As regards the basalt, andesite and partly some microdiorite rich in mafic minerals that occur as dykes, generally with similar NNW-SSE

[45] Idem 30.
[46] Arch. I.G.G., Bucharest.
[47] Arch. I.G.G., Bucharest.
[48] Idem 30.
[49] Idem 30

trending, our data from Bihor (Jude and Ştefan, 1967; Ştefan, 1973[50]; Ştefan, in Bleahu et al., 1975[51]) provide evidence for associate them with lamprophyre dykes and not with rhyodacite and granodiorite porphyry dykes.

Mineralizations associated with banatitic magmatite from the Apuseni Mountains are not related to the porphyritic rocks (even if they are located in their mass, or near them), but to the large grained granodiorite-diorite or granite rocks.

We explained the fact that the andesite basalts or even lamprophyre, which cross the plutonic rocks, are in places hydorthermally affected and even mineralized by the emplacement of the former, after the consolidation in depth of the plutonic bodies, but at a time with the developing metasomatic processes associated with the latter (Ştefan, in Bleahu et al., 1975[52]).

According to our data and other data in the Table 25 the evolution of the banatitic magmatism from the Apuseni Mountains was presented. For comparison we also included the data presented by Cioflica and Vlad (1973) for the whole country, and by Kräutner and Kräutner (1972)[53] for Poiana Ruscă and Rusca Montană basin. We preferred not to use the terms of cycle, phase or stage and to present only the succession of emplacement. Even if the notion of cycle could be used for volcanics and intrusive bodies, it does not suit for lamprophyre. As regards the separation in stages, at least for some rocks of the Vlădeasa hypoabyssal bodies we are dealing with differentiations in situ, they are rather difficult to be separated.

We had not in view either the banatitic intrusions in west and south of Banat, or the small bodies from the Gilău and Trascău Mountains or those from east of the Metaliferi Mountains, as on the one hand we partly studies them, and on the other hand they do not occur in a similar setting to that of the Vlădeasa massif. But we consider that all these magmatites, also including Jidovina „dacite" (Russo Săndulescu and Berza, 1976) are emplaced during Paleogene, therefore after the andesite, dacite and rhyolite have been emplaced in Vlădeasa. It is possible that the andesite from Trascău (Bordea and Dimitrescu, 1966) and the Metaliferi Mountains (Bordea, 1971, 1972) would represent in fact the diorite porphyry that correlate in time with the Căzăneşti microdiorite and Săvîrşin diorite and not with the Vlădeasa andesite.

We underline that although we placed in the tabel the microgranite rhyolite and granophyre near the other rhyolite types, it is possible that the place of most them could be near microgranite and granodiorite-granite.

[50] Idem 30
[51] Idem 46
[52] Idem 46
[53] Idem 20

IX. PETROGENETIC CONSIDERATIONS

The nature and the evolution of magma, as well as the thermodynamic conditions which control the rock formation, constitute the main items of the petrogenesis.

Up to now there are not enough data to take into account the various genetic problems ; anyhow available data provide information about the forming temperature of the Vlădeasa rhyolite rocks, as well as on the origin and evolution of magma. These considerations are listed below.

A. Discussions on Forming Temperature of Granite

The rock forming minerals, by their morphological, chemical and structural peculiarities, show the thermodynamic conditions under which they crystallized. The experimental data together with chemical, optical and diffraction data pointed out the interdependence between composition, pressure and temperature, the main factors which control the rock genesis. The crystallization of a mineral with a specific composition and a particular structure, mainly depends on the pressure and temperature conditions. Hence, the determination of forming temperature of rocks, in fact that of the rock forming minerals, is of great interest for the petrogenesis. Such determinations are more significant when they are made on common minerals, which participate in the composition of a large variety of rocks. Feldspars, representing a main group of minerals and constituting the main criterion in the rock classification, have the largest participation in the making up of upper lithosphere, and many researchers were concerned with their use as geological thermometer (Barth, 1951, 1956, 1961, 1962 ; Christie, 1962 ; Dietrich, 1961 ; Orville, 1962 ; Winkler, 1961). In our country the determinations of rock forming temperature using the feldspar geothermometer were carried out for the Săvîrşin granite (Savu et al., 1966), thus a value of 710°C was obtained on the diagram of Yoder et al. (1957), and of 640°C according to Barth's geothermometer.

Large crystals of feldspar are not characteristic of the Vlădeasa massif when compared with the Săvîrşin granite ; under the binocular an amount of plagioclase and potash feldspar, on which the chemical analyses were carried out (Tab. 26) was separated from the chemically analysed granite from the Zărnişoara Valley (Tab. 17, sample 11).

According to analytical data molecular percentages of Or, Ab, An from the structural formula were calculated and listed in Table 27.

On the basis of these results obtained using Barth's relation (1951, 1956) :

$$\frac{\text{Mol. Ab \% in alkaline feldspar}}{\text{Mol. Ab \% in plagioclase}} = K,$$

it resulted the value K = 0.403, from which, according to the diagram of Figure 23, a forming temperature of 660°C was estimated, that is

	Cioflica and Vlad (1973)	A. Ştefan	
		Savu, Cecilia Vasiliu (1966); Cioflica (1960, 1062, 1954); Ştefan, Istrate (1974)*	Jude, Ştefan (1967); Ştefan (1973, 1975)*; Cioflica et al. (1974)
	Apuseni Mountains, Poiana Ruscă, Banat	Drocea Massif	Bihor Massif
	Stage 4 — Odinite, spessartite, kersantite, camptonite, malchite etc.	Lamphrophyre, microdiorite, andesite	Camptonite, spessartite, odinite, basalt, andesite, microdiorite
Paleocene-Lower Eocene	Stage 3 — Metallogenesis (Fe, B, Mo, Bi-W, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Au, As, Ba) Basalt, andesite, rhyodacite, grandioritic prophyry, microdiorite etc.		
	Stage 2 — Grandiorite, granite, quartz diorite and their differentiation products (sienite, monzonite, sienogabbro, gabbro, aplite etc.)	Aplite Granite Granodiorite-granodiorite prophyry Quartz diorite	Aplite, micropegmatitic prophyry Granite Granodiorite-granodiorite prophyry
	Stage 1 — Quartz microdiorite, diorite etc.	Quartz monzodiorite-monzodiorite prophyry Diorite-microdiorite	Diorite-microdiorite-diorite prophyry
Maestrichtian	Ignimbritic formation; andesite, dacite, pyroclastite etc.	Rhyolite	Microgranitic rhyolite rhyolite, granophyre, rhyodacite Dacite Andesite Clayey-marly horizon
Campanian	Pyroclastite		
Santonian	Pyroclastite		
Coniacian	Pyroclastite		

* Unpublished data

BLE 25

in the Apuseni Mountains

Giușcă (1950); Ștefan (1969, 1971)* Ștefan et al. (1974)	Kräutner and Florentina Kräutner (1972)*			
Vlădeasa Massif	Poiana Ruscă and Rusca Montană Basin			
		Phases		
Camptonite, spessartite	Cycle III	II		Kataphorite-bearing camptonite
		I		Pyroxenic odinite (±olivine), odinite with pyroxene and amphibole, spessartite, kersantite, microdiorite, malchite
	Cycle II	II		Rhyodacite, quartz andesite with hornblende and biotite, andesite with hornblende and pyroxene
Granite-microgranite-granophyre Granodiorite-granodiorite prophyry Diorite-quartz microdiorite		I		Aplite Granodiorite and their prophyritic varieties Pyroxenic diorite
Granophyre (?), microgranitic rhyolite, ignimbritic rhyolite, rhyolite Dacite Andesite with hornblende and pxroxene. Breccious conglomerates (= M_7 from the Rusca Montană basin?)	Cycle I	Ma_8	III	Andesite agglomerates, subordinately andesitic tuff Flows and andesite breccia with hornblende and pyroxene
		Ma_7		Productive horizon with coals
		Ma_6	II	Ignimbritic formation (welded andesitic tuffs)
		Ma_5	I	Cinerite, tuffs and andesitic agglomerates with pyroxene.
		↕		Flow of olivine pyroxenic andesite of Rusca.
		Ma_2		Cinerite tuffs and andesitic agglomerates (with pyroxene).
				Basaltic andesite flows.
		Ma_1		Horizon of lower conglomerates

TABLE 26

Chemical composition of plagioclase and potash feldspar in granite from the Zărnişoara Valley (Vlădeasa)

	Weight, %							
Plagioclase	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	BaO*	H_2O
	61.89	22.35	1.13	3.84	9.14	1.00	0.02	0.59
Potash feldspar	63.38	20.07	0.83	0.10	3.51	11.77	0.17	0.15

Analyst: Suzi Iliescu
* Ba content was determined by spectral analysis (Tab. 22)

TABLE 27

An, Ab and Or contents of feldspars of the Zărnişoara Valley granite (Vlădeasa)

	Mol, %		
	An	Ab	Or
Plagioclase	17.85	76.59	5.55
Potash feldspar	0.54	30.92	68.53

slightly higher than the values obtained by the same method for the Săvîrşin granite (Savu et al., 1966). Since the geological thermometer suggested by Barth records the lowest temperature at which there was an equilibrium among feldspar phases and plagioclases generally crystallized before orthose, these obtained values are to be cautiously considered (Dietrich, 1961) especially because plagioclase is in places zoned. Inspite the criticism (Dietrich, 1961; Winkler, 1961), Barth's thermometer, accepted by many researchers and partly verified by others (Heier, 1960), is valid, but the values indicated are not too accurate. Therefore it is necessary to control the temperature determinations by the two feldspar thermometer and by other methods.

On the diagram (Fig. 24) established by experimental studies on the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ at the pressure of 5,000 bars, potash feldspar from the Vlădeasa granite is plotted on the dotted limit surface, and the lines between the two analysed feldspars correspond to a temperature of 710°C, identical with the values obtained for the Săvîrşin granite.

At last, according to Q, Ab and Or values calculated from catanorm (Tab. 21) in the SiO_2 — $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ diagram (Fig. 25) the

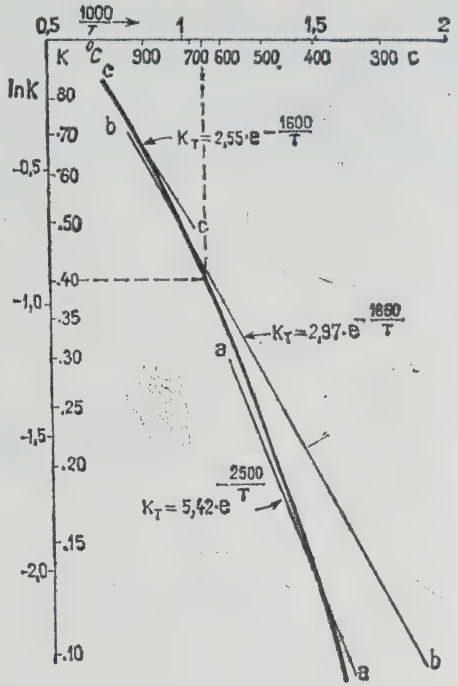


Fig. 23. — Relationship between temperature and the distribution ration of albite in the potash feldspar and plagioclase (according to Barth, 1951, 1956).

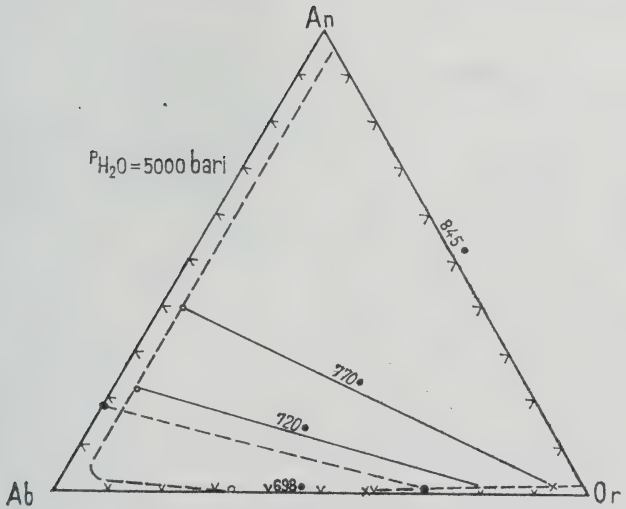


Fig. 24. — Feldspar projection from the Zărnișoara Valley granites on the An, Ab, Or diagram (according to Yoder et al., 1957).

granite rocks from the Zărnișoara Valley projects in the minimal ternary field experimetally established by T u t t l e and B o w e n (1958), and shows, as the case of Săvîrșin rocks, a forming temperature below 700°C.

In conclusion of the above-mentioned data the forming temperature of the Vlădeasa granite was around 700°C.

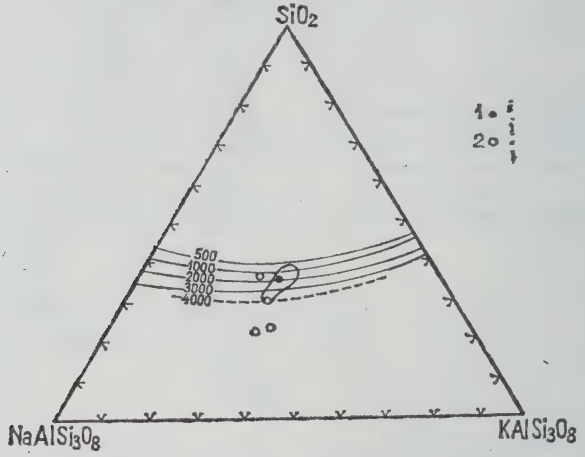


Fig. 25. — Vlădeasa granite projection of SiO_2-$NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$ (according to T u t t l e and B o w e n, 1958).
1, granite (Zărnișoara Valley, Vlădeasa) ; 2, granite (Săvîrșin).

B. **Origin and Evolution of Magma**

The magmatic origin of the banatite is obvious. Most of the banatites exhibit a porphyritic structure ; they are often accompanied by hornfels. The problems concerning the origin of the magma and the processes that produced a variety of rock types within the banatitic petrographic province are still to be discussed.

The petrological characterization of the Upper Cretaceous-Paleogene magmatite and/or discussion regarding the subsequent position within the Alpine orogenesis, with tectonic-structural control in the banatic rock disposition on the country's territory were presented in some comprehensive papers (C o d a r c e a, 1931 ; G i u ș c ă, 1950 ; G i u ș c ă et al., 1966 ; C i o f l i c a, 1967 ; I a n o v i c i et al., 1969 ; C i o f l i c a et al., 1973), as well as in numerous papers with regional character.

Not long ago, the lithogeneous origin of the banatitic calcoalkaline magmas by sial anatexis in the orogenic zones was accepted with some exceptions (B o r c o ș et al., 1972 ; R u s s o et al., 1973), and G i u ș c ă (1950) proved this fact for the Vlădeasa massif.

Recently, when the plate tectonic concept has gained supporters in our country (B l e a h u et al., 1973 ; B o c c a l e t t i et al., 1973 ;

Rădulescu and Săndulescu, 1973; Hertz and Savu, 1974; Rădulescu, 1974, 1975; Bleahu, 1975) the hypothesis that the banatitic rocks were generated by the subduction of the oceanic-type crusts was described. Thus Rădulescu and Săndulescu (1973) consider that the banatitic magmatites from the Bihor and Vlădeasa massifs formed by the westward subduction of the oceanic crust from the western basin, and that the banatitic rocks from the Metaliferi Mountains and north-western part of the South Carpathians formed from the oceanic crust of the eastern basin. A major structural element with NS trending, which may be followed from the north of the Apuseni Mountains up to the Danube, favoured the location of magmas generated by the oceanic crust subduction from the two basins, and produced apparently unit of banatitic rocks (Rădulescu, 1973 [54]).

Istrate (1976), studying the western part of the Vlădeasa massif, stated that „concerning the origin of the banatite the subduction processes played an important part as Rădulescu and Săndulescu consider (1973), as well as the pushing of the Pannonian-Transylvanian microcontinent towards NE could have an influence (Szádeczky-Kardoss, 1972)." Further on the author shows that: „The mineralogical and chemical composition, the shape and size of the banatites may be primary explained by the magma anatectic origin. Intensly metamorphosed crustal rocks, located above the subduction plane, rocks which underwent a pre-anatectic differentiation were exposed to anatexical processes."

At present it is considered that the results concerning the trace element contents and the isotopic determinations provide the best evidence regarding the magma origin, although Best (1965) claimed that further investigations are still necessary.

Actually no sufficient data have been published for the banatitic, rocks regarding the contents of trace elements and there are no available isotopic determination of Sr and Pb.

Table 28 shows the contents of trace elements of the banatitic rocks from our country according to our data for the eastern part of the Vlădeasa massif, and other published data (Savu et al., 1967; Cioflica et al., 1974; Gheorghiţescu, 1975; Gunnesch et al., 1975; Istrate and Bratosin, 1976).

Up to now there are only two determinations of the Sr isotopes of the banatitic rocks from our country (Hertz et al., 1973). According the Sr^{87}/SR^{86} (0.7038—0.7044) ratio it was considered that the magma was generated in the upper mantle and it was assumed that the Ilteu dacite has undergone a weak crustal contamination. On the other hand the values of K/Rb (201—116) range within normal limits (160—300) mentioned by Show for the rocks of the continental crust.

[54] D. Rădulescu — Plate tectonics in Tertiary volcanic Areas. An Example: The Carpathians. Symposium Volcanism and Metallogenesis. Bucharest, 1973.

TABLE 28

Content variation of trace elements in banatitic rocks

Petrographic type	Region	Trace elements (ppm)								
		Cu	Ni	Co	Cr	V	Zr	Ba	Sr	Li
Andesite	Vlădeasa (east)	11—19	9—16	13—14	15—33	64—115	210	330—440	150—250	0—40
	Vlădeasa (west)	10—25	4.5—7	6.5—13	5—22	30—50	180—190	570—580	190—390	32—68
Dacite	Vlădeasa (east)	17—29	5.5—10	8—10	0—18	28—87	185—450	340—550	90—250	0—47
	Vlădeasa (west)	15—23	7.5—11	9—13	13—15	32—49	160—190	340—570	330—700	30—105
Rhyolite	Vlădeasa (east)	0—7	3—10.5*	0—12*	0—17*	0—95*	140—450	380—850	20—195	0—67
	Vlădeasă(west)	4—20	2—4	0—7	1—7	2—10	115—290	190—1700	10—140	23—640
Diorite, quartz diorite, monzodiorite, quartzmonzodiorite and porphyritic varieties	Vlădeasa (east)	0—15	3—14	5—15	0—26	30—135	108—420	250—420	53—128	0—35
	Vlădeasa (west)	27—44	6,5—16	18—21	10—36	46—85	210—780	640—1400	520—700	50—65
	Săvîrşin	50—108	0—34	10—28	0—49	65—213	60—213	200—640	650—754	0—3
	Liubcova Lăpuşnicul Mare	3—50	3—8	4—7	3—18	100	nd	500—1000	100—1200	1—30
	Oraviţa	nd	8—20	25—75	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Granodiorite, granodiorite porphyry	Vlădeasa (east)	5—14	5—6	6—7	0—6.5	29—62	750	530—1450	0—175	0—45
	Vlădeasa (west)	16	3	—	1.5	17	740	3200	620	50
	Băiţa Bihorului	6—35	1—64	48—50	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	Săvîrşin	10—29	0—10	—	—	3—61	60—123	341—510	0—554	1—3
	Oraviţa	nd	15—20	10—12	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Granite, microgranite aplite, granophyre, microgranitic rhyolite	Vlădeasa (east)	0—8	0—4	0—4	0—1,5	10—21	140—390	75—630	14—20	0—50
	Vlădeasa (west)	7.5—11	3—4	—	1.5—2	12—14	170—220	570—720	180—270	43—85
	Băiţa Bihorului	5—35	7—128	43—220	nd	nd	nd	nd	nd	nd
	Săvîrşin	0—44	—	—	—	0—110	60—174	357—1327	344—1000	0—5
Lamprophyre and basalt	Vlădeasa (east)	18—42	19—72	27—37	150—350	190—220	120—180	220	130	0—78
	Vlădeasa (west)	21	6	20	<1	80	230	255	360	105
	Săvîrşin	15	18	19	—	170	85	630	1000	8
Gabbros (ophiolite)	Săvîrşin	—	64—710	37—82	57—430	114—300	<60	2200	—	—

In Yugoslavia, Janković (1974) [55] assumed on preliminary results on the ratio of Sr^{87}/Sr^{86} (0.708—0.714) isotopes, that the calcoalkaline magma yielding the Upper Cretaceous-Paleogene intrusive rocks has its source in the upper mantle or in the lower part of the crust, but underwent contaminations during the upward motion.

The hybrid simatic-sialic origin it is also accepted by Karamata (1973, 1974) [56] for the Upper Cretaceous and early Tertiary magmatite from the Yugoslavia's territory and the surrounding zones.

Before discussing the genesis of the banatitic rocks it is necessary to present the existing conceptions regarding the origin of calcoalkaline magma.

In spite of the progress obtained up to now by experimental works, study of trace element distribution and isotope determination (Sr, Rb, Pb) the origin of predominantly calcoalkaline rocks still involves various viewpoints.

Three significant hypotheses from the geological literature concerning the genesis of the calcoalkaline magma are listed below : 1) the differentiation of basaltic magmas ; 2) the contamination of basaltic magmas with sialic material (assimilation) and 3) anatexis of the crustal material.

The huge volume of the volcanic andesite rocks (the major product of the calcoalkaline magma) and the lack of indications regarding the proper mass of basaltic rocks, as well as the experimental results (Yoder, 1969) or the distribution of trace elements (Taylor and White 1966 ; Taylor, 1969) incalidate the hypothesis of the occurrence of such amount of calcoalkaline magma during the common differentiation process (Bowen's classical sense) of the basaltic magma.

In spite of these, Kuno (1966, 1968, 1969) noticed the variation in space and time of the volcanic rock composition of insular arc setting ; he argued therefore that the andesite and rhyolite were formed by fraction of tholeitic basaltic magmas or of high alumina basaltic magmas. Based on determinations of trace elements, Taylor (1969) stated that both andesite and associated rocks and the high-alumina basalts occurred as a result of a bi-stadial process : (1) primitive peridotite from the mantle of „pyrolith" composition and (2) incomplete melting of the material resulted from the early stage, at depth less than 70 km.

Green and Ringwood (1968, 1969) made a detailed investigation of the genesis of calcoalkaline magmas based on the experimental works. The authors constructed two bi-stadial models of the formation of the calcoalkaline magmas :

[55] S. Janković — Metallogeny associated with Cretaceous and Tertiary magmatism in the S.F.R. of Jugoslavia. Symp. sur le magmatisme du Crétacé supérieur-Tertiaire et sa metallogénie en Yougoslavie, 9—19 oct., 1974. Belgrad.

[56] S. Karamata — On the problems of the Cretaceous and Tertiary magmatism in the S.F.R. Jugoslavia. Symp. sur le magmatisme du Cretacé supérieur-Tertiaire et sa metallogénie en Yougoslavie, 9—19 oct., 1974, Belgrad.

I) The unsaturated basaltic magma resulted from the fractioned melt of the pyrolithic magma (Stage I), its uplifting to upper levels follows the fraction at depths less than 15 km and resulting in large accumulations of basalts with normative quartz composition. Under adequate conditions (continental margins, oceanic rifts, as well as the decrease of geotherms and lack of water) the basalt accumulations may convert into eclogites and descend towards the mantle.

During the second stage the incomplete melting of eclogites takes place at depths of 100—150 km, generating the calcoalkaline magmas. Depending on the water presence or absence either dacite and rhyodacite or andesite and basaltic andesite do occur.

II) According to the second bi-stadial model it is assumed that the water access to the basalt accumulations of the continental margin (or insular arc) leads to the amphibolite formation in the lower part of these accumulations. A subsequent increase of the temperature (resuming the magmatic activity) may determine an incomplete melting of amphibolite at pressures of 10 kb.

Another possibility of calcoalkaline magma formation (Green and Ringwood, 1968, 1969) is that fractioned crystallization of hydrated basaltic magmas take place at 3—40 km depth. The water necessity to such a process could result by the contamination with hydrated rocks introduced within the mantle by the downward branch of the convection cell.

Both Taylor's models and those imagined by Green and Ringwood support the plate tectonics theory.

Thus, in opposition with Gorshkow (1965, 1969) who considers that the calcoalkaline magma form at certain depths in the upper mantle, Miyashiro (1972), among others, estimates the formation of the primary andesite magma by incomplete melting of the oceanic crust from the subducted plate. Miyashiro shows that even admitting the provenience of the calcoalkaline magmas from the upper mantle (when a convection cell occurs), the subducted plate controls this process, the resulted magmas are regularly changing the composition across the zones of insular arc or continental margins.

The water origin may be better explained by the model imagined by the supporters of the plate tectonics theory ; the important role of the water origin was pointed out by the experimental works carried out by Yoder (1965, 1969) [57].

The second important hypothesis explains the formation of the calcoalkaline magmas by an assimilation process of a huge quantity of the sialic material by the basalt melt. Although supported by different authors (Turner and Verhoogen, 1967 ; Rittmann, 1967) this hypotheses is generally criticized.

[57] Yoder (1969) experimentally demostrated that under hydrated conditions the calcoalkaline andesite forms by the incomplete melt of the parental material, while the tholeitic basalts appear under anhydrous conditions.

Thus starting from the uniformity of the composition of the calcoalkaline volcanic rocks, no matter the structure and the thickness of the crust that is penetrated by the magmas during their migration upwards, Gorshkov (1965, 1969), Taylor and White (1966) based on the distribution of trace elements, as well as Tilley et al. (1967) based on the ratio of Sr isotopes do not admit the formation of calcoalkaline magmas by contamination.

Assimilation processes at a restricted scale were described all over the world, and some of these, discovered on the basis of petrographic characteristics, were subsequently confirmed by isotopic determinations.

Thus, Hamilton (1969) considers that the granite rocks of the great batholith west of North America are generated by a magma which appeared within or above the Benioff zone, where the water content determined the formation of intermediary magma, which underwent major modifications by reaction with the mantle and crust ; this model is supported by the isotopic data for Sr and Pb.

On the other hand, Kuno (1968) indicated that although the studies of the Sr isotopes pointed out that the formation of the andesitic magma by a supply of huge quantity of crustal material to the basaltic magma was impossible, the determination of Pb isotopes carried out in Japan suggested a certain crustal contamination for the andesite, dacite and rhyolite of the Japanese Islands.

Doe (1967) and Doe et al. (1969) according to the Sr/Pb ratio data accept the possiblity of the formation of calcoalkaline magma by assimilation. Moreover, Doe (1967) states that most elements from the granite melt (silica, aluminium, alkali) resulted by rock melting from the upper crust, and Sr and Pb are carried by diffusion or volatile transfer in isotopic equilibrium from a gabbro-basaltic reservoir located in the upper mantle or lower crust. If we should accept Doe's hypothesis then we could not consider the isotopic ratios so important in establishing the nature of the calcoalkaline magmas.

At last, according to the third major hypothesis (e.g. Rittmann, 1967, 1970), the calcoalkaline magmas form by the anatexis of the crustal material, generally in the basement of the sialic crust from the orogenic chain, and subordinately by contact anatexis with rift regions. According to Rittmann (1970) a metamorphic differentiation takes place during orogenesis leading to the granitization of the upper crust (sial A) by the supply of pegmatitic solutions from the lower crust (sial B). As a result of degranitization the sial B becomes alkali-poor (and depleted in other pneumatolitic elements) and therefore enriched in alumina and mafic elements that yield an andesitic or even basaltic composition with high alumina content.

The hypothesis of the calcoalkaline magma formation during anatexis of the sialic crust, not so far ago sustained, recently has had numerous opponents.

A main objection given by Green and Ringwood in their study (1968) is that in many cases the sequence of rock emplacement

from the calcoalkaline series (starting with andesitic rocks and continuing with dacite and rhyolite) is inverse regarding the sequence that could generate the magmas.

Initially the hypothesis was rejected by few geologists based on the evidences provided by the isotopic data and trace element contents ; the new plate tectonics concept determined the increasing number of geologists to disagree with the hypothesis of the calcoalkaline magma formation by the anatexis of the sialic crust.

Anyhow there are still authors that accept this hypothesis (Ewart, 1966 ; Pichler and Zeil, 1969 ; Gottini, 1970).

Kuno (1968) shows that some New Zealand authors accept a lithogene origin (by the melting of graywake formations) for the rhyolitic magma, which generated the ignimbrite of the northern island of New Zealand. In the same paper Kuno admits that the rhyolitic magma, which gives rise to wide plateau of pyroclastic flows (welded tuffs) in America, was generated, according to the ratio of Sr isotopes (McBirney and Weill, 1966) by the incomplete melting of the granitic and metamorphic basement.

The available data about the Bihor and Vlădeasa massifs, as well as those presented by other authors on the banatitic rocks from other regions, do not allow us to accept definetly either of the three abovementioned hypotheses.

However, the formation of the banatitic calcoalkaline rocks by a common differentiation process of the basaltic magmas could not be admitted.

A general process of formation of banatitic calcoalkaline magmas by the assimilation of a large quantity of sialic material by the basaltic magma cannot be accepted as well.

Concerning the magma formation by the incomplete melting of the oceanic crust from the subducted plates or by the anatexis of the sialic crust, it is difficult to ascertain since sufficient data about trace elements and the isotopic ratios are very scarce. Besides, it is possible that both possibilities could have had a more or less important role in the formation of banatitic calcoalkaline magmas, in certain cases even with the participation of the assimilation processes. [58] It could be also

[58] The reactions with the surrounding rocks are obvious in the case of dacite and rhyolite, and especially in the case of subvolcanic rhyolite of the main body of the Vlădeasa massif. It is difficult to specify the contribution of assimilation in the formation of the banatitic magmas, but as it was assumed (LeMasurier, 1968) it seems that for the Vlădeasa massif, too, the contamination process with sialic material becomes more conspicuous after the enrichment in silica ; such a process contributed to the increasing of the volume of rhyolitic rocks. The rate of magma ascension towards the surface and the tectonostructural conditions play also an important part in the magma evolution ; the composition of the volcanic rocks formed by the consolidation of a magma, which rapidly moves, is different from that which was generated by a magma moving slowly and often forming intermediate magmatic chamber.

possible that from a region to another, and during an event or another of the evolution of the banatitic magmatism, one or other processes would predominate.

In order to suggest a viewpoint concerning the nature of the melting that generated banatitic magmas certain diagrams were used.

Thus, W r i g h t (1969) suggested a diagram on the basis of a simple ratio of alkalinity (= alkalinity index) =

$$= \frac{Al_2O_3 + CaO + alk\ tot}{Al_2O_3 + CaO - alk\ tot} \ (wt\ \%)$$

The banatitic rocks of the eastern Vlădeasa massif were plotted on the diagram. Figure26 shows that most of them are grouped within the similar calcoalkaline towards alkaline provinces (and peralkaline). In W r i g h t's opinion these are mixed provinces, wherein acid and basic rocks are located in belts of high crustal folding ; the acid rocks are generally formed by the anatexis of the metamorphic basement.

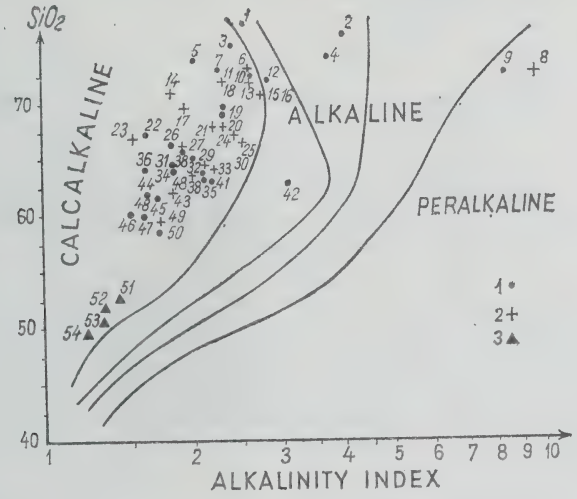


Fig. 26. — Alkalinity index of the Vlădeasa banatitic rocks. 1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks ; 3, lamprophyre.

Based on the diagram log τ/log σ in which $\tau = Al_2O_3 - Na_2O/TiO_2$ and $\sigma = (Na_2O + K_2O)^2/(SiO_2 - 43)$, G o t t i n i stated (1969) that there is a distinction between magmas originated in the upper mantle and those with crustal origin.

Figure 27 shows that the banatitic rocks of eastern Vlădeasa massif wholly occur in the field of crustal-origin magmas.

Although in the Vlădeasa massif no obvious displacement in space of the banatitic is noticed (the andesite appears well developed in the

south and east, but are also found on the western border, see also Istrate, 1975), the role of the subduction in the magma formation is not to be excluded, as it was previously mentioned (Rădulescu and Săndulescu, 1973 ; Rădulescu, 1973, 1975). Taking into account how wide-spread are the different rock-types [59], the succession of their emplacement (andesite-dacite-rhyolite, followed rapidly by quartz diorite,

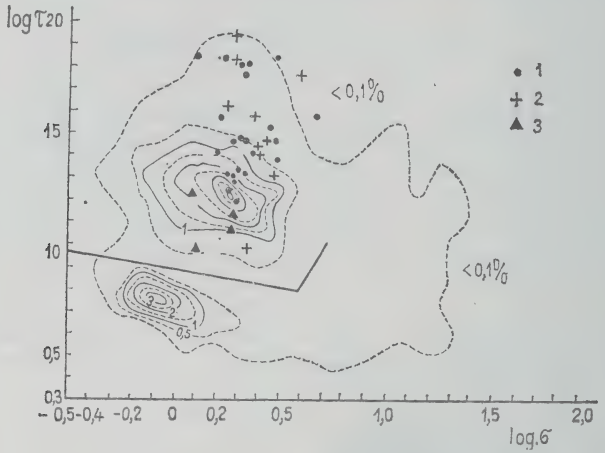


Fig. 27. — Projection of the Vlădeasa banatitic rocks on diagram $\log\tau/\log\sigma$ (according to Gottini, 1970).
1, volcanic rocks ; 2, plutonic and hypoabyssal rocks ; 3, lamprophyre.

granodiorite and granite), as well as the mineralogical and chemical composition of the rocks and minerals [60] it is noteworthy that magma producing the Vlădeasa banatitic rocks had early a granodioritic composition. Such a magma could occur either by an incipient fusion of the oceanic crust, or as a result of this phenomenon, by the anatexis of the continental crust located above the subduction plane.

As McBirney (1969) stated, when imagining the magma evolution, the percentage of the different rock types, as well as their position within both volcanic and plutonic successions must be taken into account.

[59] The obvious prevalance of the rhyolitic and dacitic rocks, granitic and granodioritic, respectively, is very well pointed out by the geological maps (sheets 1:200,000 : Șimleul Silvaniei, Cluj, Brad, Turda) for the whole banatitic petrographic province, but especially for the Apuseni Mountains. In the Vlădeasa massif, the andesite carrying almost always quartz phenocrysts have often an almost similar composition with that of the dacite (Piatra Tîlharului) and do not exceed 20 per cent of the volcanite volume, whereas the quartz diorite represents even less in comparison with granite and granodiorite.

[60] Basic xenoliths within banatitic rocks and plagioclase crystals with very high anortite content were not found within the Bihor and Vlădeasa massifs.

The slight discontinuity between rhyolite and the other volcanic rocks — distinguishable in the eastern part of the Vlădeasa massif, was explained for the western part of the region (I s t r a t e, 1976) by „the separation of an acid, rhyolite fraction at the upper part of a large magmatic chamber, and the formation of various rocks from the rest of the magma ; these rocks constitute, beside rhyolite, the volcano-plutonic complex." Such explanations were also given by other authors, but in these cases, the succession of volcanite emplacement is inverse in comparison with that of the Vlădeasa massif. Thus L i p m a n (1969) pointed out that in the San Juan Mountains (Colorado) the vertical compositional variation of certain sills from rhyolite, in the basal part, to quartz-latite, in the upper part, represents in inverse order the differentiate products from the magmatic chamber.

Similar explanation for the Vlădeasa massif is hard to be considered since the succession of the volcanics evoluates from andesite then dacite to rhyolite (parallel with the increasing of the rock volume) followed by the subvolcanic and plutonic quartzdioritic, granodioritic and granitic rocks. The mineralogical and chemical composition of the volcanic rocks similar to the plutonic and subvolcanic rocks support their common origin from the same magma. On the other hand the variations of the volcanics are obvious and point to the occurrence of at least one intermediary chamber with magma composition very close but not similar to that of deeper chamber that controlled the subsequent intrusions. Moreover, G i u ș c ă (1950) assumed that more intermediate magmatic reservoirs of small size could function in the case of the volcanics.

S h i r i n i a n (1968) mentioning endogenetic conditions of the tarde-orogene areal volcanism showed that the migration of the volcanic centres through the upper part of the crust was provided by certain tectono-structural conditions. In author's conception the ascension of the volcanic melt and the formation of the secondary centres took place : 1) by a single injection of magmatic melt along some deep faults, or 2) by a gradual uplift of the level of magmatic melt due to the sinking of the crust basement. According to this author, such ways of magma migration could explain both the existence of a still undifferentiated lava (basaltic or andesitic), and the products of an anatectic magma with an acid composition.

We should admit that S h i r i n i a n's model is suitable for the Vlădeasa massif if we added that the magma migration took place in Vlădeasa by both mechanisms and that after the magmatic injection along the deep fractures (model 1) the smaller interformational and intermediate magmatic reservoirs formed, and gave rise to the volcanics.

From a main magmatic reservoir with magma of granodioritic composition a part of the melt uplifted rather fast to the upper part of the crust where there were suitable conditions for the formation of an intermediate reservoir. From it the magma, during the process of differentiation that yielded early andesite and then dacite, penetrated along some fractures which delimited the Vlădeasa graben. Since the andesite were the early products and filled the fractures, the magmas yielding

the dacites penetrated along other fractures towards the inner part of the massif, or were injected along other various discontinuity planes within the surrounding formations. The fact that the andesite contains three plagioclase generations with higher and higher anorthite contents — from large phenocrysts to microlites —, shows that during the complete andesite crystallization, the magma had almost wholly separated from the main intermediate reservoir that would subsequently led to the formation of dacite and rhyolite. On the other hand, the fact that the wide-developed plagioclase phenocrysts of the andesite have the same composition as those of the dacite and granodiorite, give an evidence of their common origin. It is difficult to ascertain if the assimilation of limestone or the special thermodynamic conditions led to such evolution of the chemical composition of plagioclase of the andesite rocks.

After the andesite consolidation, as the differentiation process continued, the dacites were emplaced from the intermediary magmatic reservoir, partly in zones where the andesite were missing — along the same fractures which limited the Vlădeasa graben, other times along fractures trending NS and parallel with the first ones. The fact that pyroxene is found in dacite in small quantities is a proof that the magma migration took place after most of the pyroxene crystallized. Due to the extraction of a large quantity of mafic minerals and plagioclase minerals as a result of the dacite crystallization, the magma in its ascending way, evoluates toward a rhyolite composition. This time the magma is phenocryst-poor and volatile-rich, and at the level of the Senonian deposits this feature is even stronger. Plagioclase has a more acid composition without any clear grading to the plagioclase composition of dacite ; the rock, at least the one from the main body, is rich in xenoliths (Triassic sandstones, Jurassic limestones, andesites, and especially Senonian sandstones, microconglomerates and clays) whose reaction with the magma is evident. The dacites, as intrusive sheets, with flat dip, or other times as lava flows, constituted, as like the impermeable piles of the Senonian deposits, screens for a mobile melt with at least 5 per cent H_2O, from which plagioclase, quartz, potash feldspar and in places biotite crystallized, leading to a more pronounced water-rich environment, as it was experimentally proved (K h i t a r o v et al., 1968). Rhyolite sills with characteristic ignimbritic textures or pyroclastic rhyolites occurring west of the region when the cuverture could be penetrated, resulted from a melt which was very mobile, phenocryst-poor and filled by xenoliths.

The magmas of the main reservoir reached the present level of exposure after the rhyolite consolidation and partly while the roots of these bodies were during consolidation. The variation of mineralogical and chemical composition of these rocks (mainly of granodioritic and granitic composition), is less accentuated proving a more homogeneous character of the melt.

Finally the lamprophyric rocks were emplaced along deep fracture when, with the exception of the last acid micropegmatitic and aplitic differentiates alkali-rich, the whole quantity of granodioritic

magma was already consolidated. The magmas which generated the lamprophyre rocks could result either by a more advanced melt of the oceanic crust, or by very deep fractures from the upper mantle but from no reservoirs with granodioritic magma from which the banatitic rocks generally with intermediate and acid composition were generated. The contents of siderophyle trace elements of lamprophyre similar to those of the Mesozoic gabbros (Tab. 28) support this theory.

X. ECONOMIC PERSPECTIVE IN THE EASTERN VLĂDEASA MASSIF

With the exception of construction materials which have been exploited since the last century in the northern quarries (Morlaca, Poeni, Bologa, Drăganului Valley) the Vlădeasa massif was considered rather depleted of economic importance. Local prospectings lacked economic interest. There was no detailed map of the whole eastern part of the Vlădeasa massif before the beginning of our research in the region

As a result of recent researches carried out in the region we have drawn up a geological map, scale 1 : 50,000, which gives an improved geological-structural picture for the eastern Vlădeasa massif.

During the field work areas of metallogenic interest have been found and consequently represented on the geological map.

The occurrences of metamorphosed bauxite from the right slope of the Nimoiasa Valley and those found only as blocks and fragments at the springs of the Seaca Valley, are located in isolated areas and at present stage of knowledge they lack economic importance. Since natural exposures lack and blocks of iron oxides occur by the springs of the Seaca Valley it should be useful to start in this region complex detailed prospectings followed by mining works.

The zircone and magnetite bearing alluvia (Silvia Mînzatu et al., 1957)[61] are generated by the granodiorite and granodiorite porphyry, as well as by the Vișag dacite.

As above-mentioned, excepting the hydrothermal products associated with rhyolite and the zeolite veinlets present within the granodiorite porphyry and dacite (at Bologa, Poeni and Tranis), the hydrothermal mineralizations occur scarcely in the Vlădeasa massif. In places restricted area of more intense hydrothermal alterations even with sulphide impregnations and veinlets have been found (e.g. the upper course of the Drăganului Valley, the south-eastern part of the region).

The pyrite impregnations of the Ciripa rhyolite, as well as the pyrite veinlets and impregnations from the Werfenian violaceous clay north of the Ciripa Valley — upper basin of the Drăganului Valley — were considered by Silvia Mînzatu et al. (1967)[62] as lacking economic interest. Pyrite, sphalerite and galena occurrences within the breccious conglomerates north of the Ciripa forest ranch on the right

[61] Arch I.G.G., Bucharest.
[62] Arch I.G.G., Bucharest.

of the confluence of the Drăganului Valley with Moara Dracului Brook, in a region where the pyrometasomatic minerals (diopside, wollastonite, etc.) are found too, in a geological setting that favoured the development of the pyrometasomatic and hydrothermal mineralizations, suggest the future investigations of this region by drillings.

Very interesting are the necessary sulphide mineralizations found in the crystalline schists or Mesozoic deposits, at the periphery of the Vlădeasa eruptive massif. As a matter of fact researches already carried out and the exposures of polymetallic sulphide mineralizations strongly suggest (Ș t e f a n, 1971)[63] the study of the southeastern part of the Vlădeasa massif by detailed geological prospectings, in order to outline the mineralized areas and to extend the metallogenic knowledge of the region. We considered at that time the mineralizations to be of hydrothermal nature genetically connected with the microgranitic rhyolite ; the relationships north of Scrind, on the Mîșinii Brook, suggest the hydrothermal origin of the mineralizations.

The prospectings carried out at our suggestion — beginning with the summer of 1971 — by a team of the I.G.P.S.M.S. (M. P a n a i t e et al., 1972)[64] led to a detailed research of the mineralizations we had found, as well as to the finding of a new mineralized zone, east of the Săcueu Valley, outside the area we had studied (Leurdiș Brook, Negru Brook). In a paper published by the same team (P a n a i t e et al., 1973) it is concluded that the mineralizations of Scrind-Răchițele are hydrothermal and associate with the rhyolitic bodies. The authors consider that two mineralization phases took place and that the breccifiation process, which marked the end of the first phase was probable due to „tectonic movements, which led to the formation of the major fractures from the region." (?)

G h e o r g h i ț e s c u (in B l e a h u et al., 1975)[65] also considers that the Scrind-Răchițele mineralizations are of hydrothermal origin, the source of the mineralized fluids being the rhyolite bodies or „veins", „which have always ore bodies in their vicinity" (?), but for the Gingineasa and Leurdiș areas he suggests a possible syngenetic origin.

Recent results of prospecting and exploiting made by IPEG Cluj (P a p p, 1976)[66] supports the syngenetic origin of some mineralizations occurring in the crystalline schists from the south-eastern part of the Vlădeasa massif.

We have no additional data but based on the field data, as well as on the relationships of the neighbouring zones (Lunga Valley, Borod) it seems that many of the exposures with polymetallic mineralizations

[63] Idem 25.

[64] Arch. I.G.P.S.M.S., Bucharest.

[65] Idem 46.

[66] Communication in the session of April, 1976. I.P.E.G., Cluj.

from the Vlădeasa eruptive massif and then neighbouring zones are associated with microgranitic rhyolite or other intrusive rocks, which followed the emplacement of andesite, dacite and rhyolite. Since the mineralizations of the Vlădeasa massif are associated with the microgranitic rhyolite and in Bihor they are associated with deep seated granitic-granodioritic bodies, it seems likely to question about the location of the microgranitic rhyolite and granophyre (see the table regarding the evolution of the banatitic magmatism from the Apuseni Mountains) ; namely if the microgranitic rhyolite and granophyre are related to the other rhyolite types (which are obviously later events), or they are related to granodiorite-granite.

Since the deep-seated part of the Vlădeasa massif is not yet investigated, it is necessary to develop a complex research schedule, using both geophysical and geological explorations, as well as drillings in order to discover structures that might contain ore minerals. It is highly significant also to study the mining works connected with the hydroenergetic network of various power stations ; that would allow to improve the knowledge about the structure and the composition of the whole Vlădeasa massif.

Aknowledgements

As the result of the many years' field and laboratory studies presented in this paper the author wishes to express his gratitude to those who contributed to his training up as geologist and researcher, and at the same time to those who gave him many helpful suggestions on the drawing up of this paper.

The author is deeply indebted to Dan Giușcă, member of the Romanian Academy of Sciences, scientific supervisor, for proposing this subject and for his continuous guidance, criticism and encouragement. This study was accomplished starting from helpful data of the early works of Prof. D. Giușcă on the Vlădeasa massif that represented for me a model I always tried to reach.

Thanks are also due to Prof. Dr. Doc. Grațian Cioflica for kindly offering indications and suggestions regarding the banatitic rocks (Laramian) of Romania.

It is a pleasure to thank Prof. Dr. Doc. Virgil Ianovici, corresponding member of the Academy, who encouraged the investigations carried out at the Institute of Geology and Geography, that is almost all field researches and partly the laboratory investigations.

The author is also indebted to the leadership of the former Geological Institute and of the present Institute of Geology and Geophysics for assistance in carrying out the laboratory works.

I will remember with pleasure the geological excursions made with my collegue, Dr. G. Istrate, as well as the discussions which led to the present picture of the evolution of the banatite magmatism from the Vlădeasa massif.

The author would also thank to C. Lazăr, Dr. I. Berbeleac, Doina Russo-Săndulescu for helpful discussion and to Dr. Ș. Vlad and Dr. T. Berza for the critical review of this manuscript and comments.

REFERENCES

Barth T. F. W. (1951) The feldspar geologic thermometers. *Neues Jahrb. Min. Abh.*, 82, 143—154.

— (1956) Studies in gneiss and granite. I. Relation between temperature and composition of the feldspars. *Skrf. Norsk Vid.-Akad.* Oslo 1. *Mat.-Natury.*, 1, 3—16. Oslo.

— (1961) The feldspar lattices as solveus of foreign ions. Inst. L. Mallada Cursillos y Conferencias, VIII, 3—8. Madrid.

— (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 42/2, 330—339.

Best M. G. (1969) Differentiation of calc-alkaline magmas. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.*, 65, 65—75, Proceed. Andesite Conf., Eugen and Bend, Oregon U.S.A.

Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.; Congr. V*, 1961, III, 75—79, București.

— (1974) Zone de subducție în Carpații românești *D. S. Inst. geol.*, LX, 5—26, București.

— Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc : A continental arc displaying the features of an „island arc". *J. Geophys. Res.*, 78, 23, 5025—5032.

— Borcoș M., Savu H. (1968) Harta geologică 1 : 200 000, foaia Brad și notă explicativă. Edit. Inst. geol. București.

— Dumitrescu R. (1964) Harta geologică 1 : 100 000, foaia Arieșeni. Edit. Inst. geol. București.

Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic magmatism in the Carpathian arc. Geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XII, 267—277.

Borcoș M., Bratosin Irina, Colios Elena, Ianc Rosette (1972) Observații petrogenetice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din ciclul II de erupție din Munții Metaliferi. *D. S. Inst. geol.*, LVIII/1 (1970—1971), 86—99. București.

Bordea S. (1971) Date stratigrafice și tectonice noi în zona Blăjeni-Buceș Vulcan (Munții Metaliferi) *D. S. Inst. geol.*, LVII, 17—26. București.

— (1972) Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohot-Tomnatec (Munții Metaliferi) *D. S. Inst. geol.*, LVIII, 5—23. București.

— Dimitrescu R. (1966) Asupra prezenței unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Gălzii (Munții Metaliferi) *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/1, 33—37. București.

Borisov I. (1965) Alkaligesteine neuen Typs (Burgasite) nördlich der Stadt Burgas. *Karpato-Balkanische Geologische Assoziation. VII. Kongress, Exkursionsführer* B, 61—64, Sofia.

Boyd F. R. (1961) Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72. 387—426.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf equivalenter Grundlage. Birhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

— Parker R. L., Wenk E. (1967) Die optische Orientierung der Plagioklase. Birhäuser Verlag. Basel und Stuttgart.

Carmichael I. S. E. (1963) The cristallization of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119/1—5, 95—131.

Christie O. H. J. (1962 a) Observations on natural feldspars : Randomly disordered structures and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 42/2, 383—388.

Cioflica G. (1960) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaței (Munții Drocea). *St. cerc. geol.*, V/3, 509—518.

— (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.*, XXXII, 257—423.

— (1964) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia (Munții Drocea). *Anal. Univ. București. Seria Șt. nat. geol.-geogr.*, XIII/1, 61—72. București.

— (1967) Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 11/1—3, 153—160. Budapest.

— Savu H., Borcoș M., Ștefan A., Istrate G. (1973) Alpine Volcanism and Metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Guide to Excursion 2 Ab. Symp. Volc. and Metallogenesis*, 1973, Geological Institute. Bucharest.

— Vlad Ș. (1973) The correlation of laramian metallogenic events belonging to the Carpatho-Balkan Area. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Geogr., Série de Géol.*, 17/2, 217—224.

— Vlad S., Iosof V., Panican A. (1974) Metamorfismul termic și metasomatic al formațiunilor paleozoice din unitatea de Arieșeni de la Băița Bihorului. *St. cerc. geofiz., geogr., geol.*, 19, 43—68.

Cîmpeanu Șt., Cîmpeanu Nadia (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline cuprinse între valea Drăganului și valea Iadului. *D. S. Inst. geol.*, LIII/3, 40—55. București.

Codarcea Al. (1930) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, 1—424. București.

Cook E. F. (1963) Ignimbrites of the Great Basin, U.S.A. *Bull. Volc.* XXV, 89—96.

— (1966) Paleovolcanology. *Earth. Science. Rev.* 1, 155—174.

Csiky G. (1941) Beiträge zur Kenntes der Siebenbürgischen Dazite. *Földt. Közlöny*, LXXI/4—6, 107—134. Budapest.

Dietrich R. V. (1961) Comments on the „Two-feldspar geothermometer" and K-feldspar obliquity. Inst. L. Mallada. Cursillos y Conferencias, VIII, 15—20. Madrid.

Dimitrescu R. (1959) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D. S. Com. Geol.*, XLII, 43—48.

Dimitrov C. (1965) Die Srednogorie. *Karpato-Balkanische Geologische Association, VII. Kongress, Exkursionsfürer* B, 3—8. Sofia.

Doe B. R. (1967) The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. *J. Petrology*, 8/1, 51—83.

— Lipman P. W., Hedge C. E. (1969) Radiogenic traces and the source of continental andesites : a beginning at the San Juan volcanic field, Colorado. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.*, 65, 143—149, *Proceed. Andesite Conference.* Eugen and Bend, Oregon U.S.A.

Dragoș I. (1971) Fauna și flora cretacică din regiunea Vlădeasa (Munții Apuseni). Rezumatul tezei de doctorat. Univ. București.

Dragoș V. (1966) Paleogenul din regiunea Călățele-Huedin. *An. Com. Geol.*, XXXV, 347—387. București.

Drovenik M., Antonievič J., Mićić I. (1963) Some new views on the magmatic phases and geological structure of the Timok Eruptive Area. *Bull. Geol. Geophys. Res.*, A, 20, 51—78.

Enlows H. E. (1955) Welded tuffs of Chiricahua National Monument, Arizona. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66/10, 1215—1246.

Ewart A. (1965) Mineralogy and petrogenesis of the Whakamaru ignimbrite in the Maretai area of the Taupo volcanic zone, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 8, 611—677.

Ewart A. (1966) Review of mineralogy and chemistry of the acidic volcanic rocks of Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bull. Volc.*, XXIX, 147—171.

Gheorghiță Ioana (1975) Studiul mineralogic și petrografic al regiunii Moldova Nouă (zona Suvorov-Valea Mare). *St. tehn. econ., seria I/11, Mineralogie-Petrografie.* București.

Gheorghițescu D. (1975) Studiul mineralogic și geochimic al formațiunilor de contact termic și metasomatic de la Oravița (Coșovița). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 59—103. București.

Gilbert C. M. (1938) Welded tuff in eastern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 49, 1829—1862.

Giușcă D. (1950) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII, 199—251. București.

— Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV, 13—45.

— Istrate G., Ștefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. Volc.*, XXXIII/4, 1118—1127. Napoli.

Givulescu R. (1954). Contribuțiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borodului. *St. cerc. Acad. RPR.* (Filiala Cluj), V/1—2, 1—54.

Gorshkov G. S. (1965) On the relations of Volcanism and Upper Mantle. *Bull. Volc.*, XXVIII, 159—167. Napoli.

— (1969) Two types of Alkaline Rocks-Two Types of Upper Mantle. *Bull. Volc.*, XXXIII/4, 1186—1198. Napoli.

— (1969 a) Intraoceanic Islands, East Pacific Ridge, Island Arcs : Volcanism und Upper Mantle. *Tectonophysics*, 8, 213—221.

— (1969 b) Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the circum-Pacific belt. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.*, 65, 91—98. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

Gottini V. (1970) Serial character of the Volcanic Rocks of Pantelleria. *Bull. Volc.*, XXXIII/3, 818—827. Napoli.

Green T. H. and Ringwood A. E. (1968) Genesis of the Calc-Alkaline Igneous Rock Suite. *Contr. Mineral and Petrol.*, 18, 105—162.

— (1969) High Pressure experimental studies on the origin of andesites. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.*, 65, 21—32. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend Oregon, U.S.A.

Gunnesch K., Gunnesch Marina, Seghedi I., Popescu C. (1975) Contribuţii la studiul rocilor banatitice din zona Liubcova-Lăpuşnicul Mare (Partea vestică a Munţilor Almaj şi sud-vestică a munţilor Semenic) *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 169—189. Bucureşti.

Hamilton W. (1969) The volcanic central Andes — a modern model for the Cretaceous batholithes and tectonics of western North-America. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.*, 65, 175—184. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Band, Oregon, U.S.A.

Hauer F., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Heier K. S. (1960) Petrology and geochemistry of high-grad metamorphic and igneous rocks on Langoy, Northern Norway. *Norg. Geol. Unders*, 207, 246 p.

Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1973) Sr^{87}/Sr^{86} analysis of ophiolitic and related rocks, Drocea Mountains, Romania. *Int. Symp. on Volcanism and Associated Metallogenesis. Abstracts.* Geological Institute. Bucharest.

— Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 1429—1434.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. Bucureşti.

Ignat V. (1973) Geologia şi petrografia părţii de sud a munţilor Mezeş (regiunea Ciucea-Vînători-Măgura Priei). *D. S. Inst. geol.*, LIX/1, 207—230.

Ionescu C. (1962) Cercetări geologice şi petrografice în cristalinul Munţilor Bihor (Biharia). *An. Com. Geol.*, XXXII, 167—209. Bucureşti.

Istrate G. (1975) Formaţiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa (Munţii Apuseni). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 191—216. Bucureşti.

— (1976) Studiul petrografic al masivului Vlădeasa (partea vestică). Rezumatul tezei de doctorat. Univ. Bucureşti.

— Bratosin Irina (1976) Caracterele geochimice ale banatitelor din partea vestică a masivului Vlădeasa şi sugestii pentru originea magmelor banatitice. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII. Bucureşti.

Istrate G., Preda I. (1970) Prezenţa rocilor spilitice în valea Peşterii-Meziad (Munţii Pădurea Craiului). *St. cerc. geol. geof. geogr.*, 15/1, 107—120. Bucureşti.

Jelinek J. (1937) Les roches eruptives banatitiques des Monts Bihor. *Bul. Lab. Mineral. al Univ. Bucureşti*, II, 1—11.

Johannsen A. (1939) A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. II. The Quartz-Bearing Rocks, p. 393. Chicago.

Jude R., Ştefan A. (1967) Contribuţii la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munţilor Bihor (Munţii Apuseni). *D. S. Com. Geol.*, LIII/1, 77—94. Bucureşti.

Karamata S. (1973) Petrologic, geochemical and metallogenetic provinces of Cretaceous and Tertiary are in Jugoslavie and neighbouring areas. Colloque Scientifique International. E. Raguin-Masson, 279—283. Paris.

Khitarov N. I., Nagapetian L. B., Lebedev E. B. (1969) Osobenosti cristalizatii chislîh rasplavov. *Geohimia*, 3, 273—287. Moscova.

Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile II. Neogen Abtheilung. Budapest.

Kräutner Th. (1941 a) Études géologiques dans la Pădurea Craiului. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXV, 145—156. Bucureşti.

— (1941 b) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI, 99—105. Bucureşti.

— (1944) Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someşul Cald et de Vlădeasa (dep. de Bihor). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVII, 79—99. Bucureşti.

Kuno H. (1966 a) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volc., 29*, 195—222. Napoli.

— (1966 b) Report of progress on petrology and volcanology : 2nd Progress Rep., UMP of Japan, The National Committee for UMP, Sci. Council of Japan. 37—43.

— (1968) Origin of Andesite and Its Bearing on the Island Arc Structure. *Bull. Volc.*, XXXII/1, 141—176. Napoli.

— (1969) Andesite in time and space. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.* 65, 13—20. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

LeMasurier, W. E. (1968) Crystallisation behaviour of basalt magma, Santa Rosa Range, Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 949—972.

Lipman P. W. (1969) Petrogenetic significance of andesitic volcanism in the San Juan Moutains, Colorado. Abstract, 192, *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16, Bull.* 65, 192. *Proceed. Andesite. Conf.* Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

Lupu M., Borcoş M., Dimian M., Lupu Denisa, Dimitrescu R. (1967) Harta geologică 1:200 000, foaia Turda. Edit. Inst. geol. Bucureşti.

— Borcoş M., Lupu Denisa, Bitoianu Cornelia (1967) Harta geologică 1:200 000, foaia Şimleul Silvaniei. Edit. Inst. geol. Bucureşti.

Mateescu St. (1926) Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din nord-vestul Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, 349—390. Bucureşti.

Maleiev E. F. (1961) Geneticeskie tipî klastolav i atlicie ih ot ignimbritov. *Acad. Nauk. SSSR. Tr. lab. Vulc.*, 20, 39—46. Moscova.

McBirney A. R. (1969) Compositional variations in Cenozoic calcalkaline suites of Central America. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.* 65, 185—189. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.,

— Weill D. F. (1966) Rhyolite magmas of Central America. *Bull. Volc.*, XXIX, 433—446. Napoli.

McCall G. J. H. (1965) Froth flows in Kenya. *Geol. Rdsch.*, 54/2, 1148—1195. Stuttgart.

Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in Plate Tectonics. *Amer. J. Sci.* 272, 629—656.

Mîrza I. (1969) Evoluţia unităţilor cristaline din sud-estul Muntelui Mare. Edit. Acad. R.S.R. Bucureşti.

Mureşan I. (1971 a) Studiul riolitelor din bazinele văii Fetei şi văii Stolnei (Satul Stolna, Jud. Cluj). *Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. Geol.-Miner.*, 2, 17—26. Cluj.

— (1974) Contributions à l'étude des banatites et des pyroclastites de la bordure du Nord-Est des Montagnes Gilău. *Bull. Volc.*, XXXVIII/4, 1157—1180. Napoli.

Orville P. M. (1962) Comments on the two-feldspar geothermometer. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42/2, 340—346.

Nicorici E. (1972) Prezenţa Badenianului inferior în estul masivului Vlădeasa (Săcueu) şi semnificaţia sa paleogeografică. *Studia Univ., „Babeş-Bolyai", Ser. Geol.-Miner.*, 1, 61—71. Cluj.

Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of same igneous rock series. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, 105—142.

Pálfy M. (1914) Geologische Beobachtungen aus dem Bihargebirge und der Ostseite der Vlădeasa. *Jahresb. Ung. Geol. Anst.* f. 1914, 333—344.

Panaite M., Bordea R., Biţă I., Matsch Erica, Hurezeanu E. (1972) Mineralizaţia polimetalică de la Scrind-Răchiţele, Munţii Vlădeasa. *D. S. Inst. geol., LIX, 53—62.* Bucureşti.

Pantó G. (1962) The rôle of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, VI/3—4, 307—331. Budapest.

Patrulius D. (1972) Permianul Autohtonului de Bihor (Munţii Apuseni). *D. S. Inst. geol.*, LVIII/4, 49—55. Bucureşti.

Petrov V. P. (1961) Petrograficeskii ablik ignimbritov i tufovîh lav i ih mesto sredi gornîh parod, promejutoinîh mejdu lavami i tufami. *Akad. Nauk. SSSR. Tr. lab. Vulcanol.* 20, 24—38. Moscova.

Pichler H. and Zeil W. (1969) Andesites of the Chilean Andes. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.* 65, 165—174. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului). Edit. Acad. Bucureşti.

Primics G. (1889) Bericht über die geolog. Detailaufnahme im Vlegyasa Gebirgszuge des Koloza-Biharer Gebirges. *Jahresb. Ung. Geol. Anst.*, f. 66—79. Budapest.

Rădulescu D. P. (1974) Unele observaţii asupra magmatismului alpin din teritoriul carpatic. *D. S. Inst. geol.*, LX, 105—117. Bucureşti.

— Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155—161.

Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V. (1964) Relaţii tectonice ale cristalinului Munţilor Mezeş-Ticău cu formaţiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei. *St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, IX/2, 251—262. Bucureşti.

Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson et Cie. Paris.

— (1967) Vulcanii şi activitatea lor. Ed. tehn. Bucureşti.

— (1970) Note of the contribution by V. Gottini on the „Serial character of the Volcanic Rocks of Pantelleria". *Bull. Volc.*, XXXIII/3, 979—981. Napoli.

— (1973) Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. Springer. Verlag. Berlin. Heidelberg. New York.

Ross C. S., Smith R. L. (1961) Ash-Flow Tuffs ; Their Origin, Geologic Relations and Identification. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* 366. Washington.

Russo Doina, Berza T., Ianc Rosette (1973) Petrologia zonei de vest a Masivului banatitic de la Bocşa. *D. S. Inst. geol.* LII/1, 65—100. Bucureşti.

Russo-Săndulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianc Rosette (1976) Contribuţii la studiul petrologic al unor magmatite alpine din nordul Munţilor Trascău. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII/1 (1974—1975). 165—194. Bucureşti.

Saulea Emilia, Dumitrescu I.,Bombiţă Gh., Marinescu Fl., Borcoş M., Stancu Josefina (1967) Harta geologică 1:200 000, foaia Cluj. Edit. Inst. geol. Bucureşti.

Savu H., Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitelor de Săvîrşin (Munţii Drocea). *D. S. Com. Geol.*, LII/1, 141—157. Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1967) Contribuţii la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvîrşin (Munţii Drocea). *D. S. Com. Geol.*, LII/2, 359—382. Bucureşti.

Shaw D. M. (1964) Interpretation géochimique des élementes en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie. Paris.

Shirinian K. G. (1961) Ignimbritî i tufolavî (prinţipî clasificaţii i uslovia formirovania na primere Armenii). *Akad. Nauk. SSSR. Tr. lab. Vulcanol.*, 20, 47—58. Moscova.

— (1968) Endogenetic conditions of Areal volcanism (on the example of Armenia). *Bull. Volc.*, XXXII/1, 283—295. Napoli.

Smith R. L. (1960 a) Ash flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 71, 795—842.

— (1960 b) Zones and Zonal Variations in Welded Ash Flows. *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper* 354 F. Washington.

Speranskaia I. M. (1967) Okhotsk Ignimbrite Province. *Bull. Volc.* XXX, 99—111. Napoli.

Stanişeva G. (1970) Limburgiti ot trachibazaltovata formatia v Iambolsko. *Izv. na Geolog. Inst. Ser. Geoh., Mineral., Petrogr.*, XIX, 189—199. Sofia.

Stanişeva G., Vasilev L. (1966) Senonskite trachiandeziti okolo gr. Ahtopol i tiahnata alkalna avtometasomatoza. *Izv. na Geol. Inst. na B.A.N.* III, 283—310. Sofia.

Steiner A. (1960) Origin of the ignimbrites of the North Island, New Zealand. *New Zeal. Geol. Surv. Bull.*, 68, 13—49.

Stoicovici E. (1933) Dacogranitul de pe valea Crăciunului. *Rev. Muz. miner. geol.*, Univ. Cluj, IV, 2, 55—70.

— Trif Aurelia, Mureşan I. (1971) Contribuţii la caracterizarea unor riolite din Munţii Apuseni. *Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. Geol.-Miner.* 16/2,3—16. Cluj.

Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. J. Miner. Abh.*, 107, 144—240. Stuttgart.

Szádeczky J. (1940) Beiträge zur Geologie des Vlegyasa-Bihargebirge. *Földt. Közl.*, XXXIV, 115—184, Budapest.

— (1906) Über meine im Bihargebirge und in der Vlegyasa im Jahre 1906 Vorgenommenen geologischen Reambulationen. *Jahresb. Kgl. ung. geol. Anst.*, 56—57.

— (1915) Die geologischen Verhältnisse von Kissebes, Hodosfalva, Sebesvar, Marotlaka und Magyarokereke. *Muzeumi Füzetek*. III, 73—102. Cluj.

— (1915, 1) Kritische Ubersicht der neueren Literatur über die Eruptivgesteine des Vlegyasa-Bihargebirges. *Muzeumi Füzetek*, III, 106—156. Cluj.

— (1930) Asupra vîrstei eruptivului de la Vlădeasa. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, 30—34. Bucureşti.

Ştefan A. (1969) Structura geologică a părţii de est a masivului Vlădeasa. *St. cerc. geol. geof. geogr., Seria geol.*, XIV/2, 525—530. Bucureşti.

— Ignat V., Cîmpeanu St., Popescu B., Istrate Gh., Orăşanu Th. (1974) Harta geologică 1:50 000, foaia Ciucea. Edit. Inst. geol.

Taylor S. R. (1969) Trace-element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.* 65, 43—63. *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

— White A. J. R. (1966) Trace Element Abundances in Andesites. *Bull. Volc., XXIX*, 177—194. Napoli.

Todiriţă-Mihăilescu Victoria (1966) Studiul geologic al Bazinului Roşia (Munţii Pădurea Craiului). *St. tehn. econ. seria* J/3. Bucureşti.

Turner J. F., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică şi metamorfică. Edit. tehn. Bucureşti.

Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 74.

Vasilev L., Staniseva G. (1965 a) Trachyandesite und trachyandesitpyroclastite aus der Poda-Gegend südlich der Stadt Burgas. *Karpato-Balkanische Geologische Assoziation. VII Kongress, Exkursionführer B*, 52—54. Sofia.

Velinov I. (1965) Daikovîi parodî v raione Vitoşî. *Karpato-Balkanskaia geologhiceskaia asoţiaţia, VII Kongress*, 147—151. Sofia.

— (1968) Petrologia na intruzivite skali v Galiamorakovuşkia raion na Srednagorskata structurna zona. *Izv. na Geolog. Inst. Ser. Geoch., Miner., Petrogr. XVII*, 283—293. Sofia.

Vlad Ş. (1974) Mineralogeneza skarnelor de la Dognecea. Edit. Acad. R.S.R. 1/9. Bucureşti.

Vlaicu Tătărîm Niţa (1963) Stratigrafia Eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj. Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.

Vlodaveţ V. I. (1961) Problema tufolav i ignimbritov. *Akad. Nauk. S.S.S.R. Tr. lab. Vulcanol.*, 20, 11—23. Moscova.

— (1966) On the Terms „Ignimbrite" and „Ignimbritic Deposits". *Bull Volc.* XXIX, 141—145.

Wahlstrom E. E. (1958) Igneous Minerals and Rocks. John Wiley. New York.

Winkler H. G. F. (1961) On coexisting feldspars and their temperature of crystallization. Inst. L. Mallada. Cursillos y Conferencias. VIII, 9—13. Madrid.

— (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Paris.

— (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd ed. New York.

— (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jahrb. f. Min.*, 5, 189—248.

Wright J. B. (1969) A simple alkalinity ratio and non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106/4, 370—384.

Yoder H. S. Jr. (1969) Calcalkalic andesites : experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep. 16. Bull.* 65, 77—90, *Proceed. Andesite Conf.*, Eugen and Bend, Oregon, U.S.A.

— Stewart D. B., Smith J. R. (1957) Ternary feldspars. Carnegie. Inst. of Washington. Year Book, 56, 206—214.

PLATE IV

Fig. 1. — Rhyolitic welded tuff (Permian quartz porphyry) with eutaxitic structure. Drăganului Valley. N II ; 20 x.

Fig. 2. — Same section. N + ; 20 x.

Fig. 3. — Dacite rounded blocks in the Senonian breccious conglomerates, Şutanul Brook. N + ; 20 x.

Fig. 4. — Three generations of plagioclases (phenocrysts I, corroded ; phenocrysts II, acicular microlite) in andesite with pyroxene and hornblende. Voiosu Brook springs. N + ; 20 x.

PLATE V

Fig. 1. — Quartz phenocryst in andesite with pyroxene and hornblende. Voiosu Brook springs. N + ; 20 x.

Fig. 2. — Andesite with pyroxene and hornblende. Nimoiasa. N + ; 20 x.

Fig. 3. — Andesite with pyroxene and hornblende (with microgranular groundmass and opacitized hornblende). Southernmost of the dyke from the Bănişor Hill — Văile Rele (Odrînguşa Valley springs). N + ; 20 x.

Fig. 4. — Amphibolic andesite with fluidal structure (in the same dyke from the Bănișor Hill). Diaclases including grainy quartz are frequently met at the contact with Vișag dacite. Bănișor Hill. N +; 20 x.

PLATE VI

Fig. 1. — Amphibolic andesite. Piatra Tîlharului. N +; 20 x.

Fig. 2. — Lunca dacite. The summit north of Poenii peak. N +; 20 x.

Fig. 3. — Vișag dacite. Trăniș. N +; 20 x.

Fig. 4. — Vișag dacite. Vișag Valley. N +; 20 x.

PLATE VII

Fig. 1. — Vișag dacite. Bologa. N +; 20 x.

Fig. 2. — Mărgăuța dacite. Albite invades plagioclase. Săcueu Valley. N +; 20 x.

Fig. 3. — Mărgăuța dacite. Quartz and especially plagioclase are corroded by the microcrystalline groundmass. Bulbucu Brook. N +; 20 x.

Fig. 4. — Dacite with glassy groundmass. Biotite is undulated conformable with the directions from the groundmass. Săcueu Valley „la baie în Hențˮ N II; 20 x.

PLATE VIII

Fig. 1. — Zărna rhyolite with eutaxitic structure. Drăganului Valley N //; 10 x.

Fig. 2. — Same section. N +; 10 x.

Fig. 3. — Vlădeasa eutaxitic rhyolite. The angular phenocrysts are corroded by the fluidal groundmass. The ponce fragments with rounded alveoles with quartz are trending in the sense of the flow lines from the groundmass. Scoruşet Brook. N //; 20 x.

Fig. 4. — Same section. N +; 20 x.

PLATE IX

Fig. 1. — Eutaxitic rhyolite. The phenocrysts are oriented in the sense of the flow directions and are molded by the fluidal groundmass. Arsa Valley. N //; 20 x.

Fig. 2. — Eutaxitic rhyolite. The ponce fragments (black) are undulated conformable with the directions from the groundmass. Scoruşet Brook. N //; 10 x.

Fig. 3. — Eutaxitic structure in the Vlădeasa rhyolite. Summit north of the Poenii peak. N //; 20 x.

Fig 4. — Same section. N +; 20 x.

PLATE X

Fig. 1. — Eutaxitic structure in Vlădeasa rhyolite. The fragmented quartz phenocrysts are corroded by the groundmass. Piatra Senilor. N //; 20 x.

Fig. 2. — Same section. N +; 20 x.

Fig. 3. — Vlădeasa eutaxitic rhyolite with Senonian siltite and andesite xenoliths. The quartz is intensly corroded. Buteasa peak. N //; 20 x.

Fig. 4. — Same section. N +; 20 x.

PLATE XI

Fig. 1. — Vlădeasa massive rhyolite with crystalline schist xenoliths. The material is slightly recrystallized. N +; 10 x.

Fig. 2. — Pyroclastic rhyolite (tuffaceous). Glass fragments (shards) with characteristics contours are distinguished. Seaca Valley at the waterfall. N +; 20 x.

Fig. 3. — Injections of Vlădeasa rhyolite in the Senonian siltites. Confluence of the Crăciunului Valley with Cărîmb Brook. N +; 20 x.

Fig. 4. — Vlădeasa rhyolite at the contact with fine grainy granites (microgranite). Rhyolitic material is slightly recrystallized nearby the contact. Left slope of the Dara Valley. N +; 20 x.

PLATE XII

Fig. 1. — Microgranitic rhyolite, marginal facies of the porphyritic microgranite. Bulzuri Valley. N +; 20 x.

Fig. 2. — Marginal facies in the microgranitic rhyolite west of Sulița Hill. N +; 20 x.

Fig. 3. — Microgranitic rhyolite. Plagioclase (in extinction) is invaded by albite and sericite. Drăganului Valley, south of Crucea Brook. N +; 20 x.

Fg. 4. — Microgranitic rhyolite . The plagioclase feldspar corroded by the groundmass is sericitized. N +; 20 x.

PLATE XIII

Fig. 1. — Quartz microdiorite. Hodiș. N +; 20 x.

Fig. 2. — Granodiorite porphyry. Plagioclases corroded by the micrograin groundmass are pierced by albite veinletes. Hodiș. N +; 20 x.

Fig. 3. — Quartzo-feldsphatic intergrowth in the quartz microdiorites. The rectangular contour of potash feldspar (in extinction) is secondary (resulted by corrosion). Hodiș. N +; 80 x.

Fig. 4. — Porphyritic quartz microdiorite. Plagioclase is invaded by albite. Hodiș. N + ; 20 x.

PLATE XIV

Fig. 1. — Granodiorite porphyry. The twinned plagioclases are intensly corroded by the microgranular groundmass. Hodiș. N + ; 20 x.

Fig. 2. — Granodiorite porphyry. Plagioclase, quartz and biotite phenocrysts are corroded by the groundmass. Quarry south of Bologa. N + ; 20 x.

Fig. 3. — The Vișag dacite groundmass (right) becomes larger crystallized towards the contact with the granodiorite porphyry (left). Vișag Brook (left tributary of the Odrînguța Valley). N + ; 20 x.

Fig. 4. — Granodiorite porphyry. Crăciunului Valley. N + ; 20 x.

PLATE XV

Fig. 1. — Granodiorite porphyry-granodiorite. Crăciunului Valley. N + ; 20 x.

Fig. 2. — Granodicrite-granodiorite porphyry. Dara Valley. N + ; 20 x.

Fig. 3. — Granodiorite. Drăganului Valley, Lunca Vișagului. N + ; 20 x.

Fig. 4. — Fine grainy granodiorite at the periphery of the granitic body. Zărnișoara Valley. N + ; 20 x.

PLATE XVI

Fig. 1. — Granite porphyry. Central zone of the microgranitic rhyolite body, west the Sulița Hill. N + ; 20 x.

Fig. 2. — Porphyritic microgranite. Drăganului Valley. Lunca Vișagului N + ; 20 x.

Fig. 3. — Granophyre. Drăganului Valley, Lunca Vișagului. N + ; 20 x.

Fig. 4. — Microgranite in small apophyses which pierce the Vlădeasa rhyolite. Left slope of the Dara Valley. N + ; 20 x.

PLATE XVII

Fig. 1. — Fine grainy granite. Prislop Hill. N + ; 20 x.

Fig. 2. — Granite. Zărna Valley. N + ; 20 x.

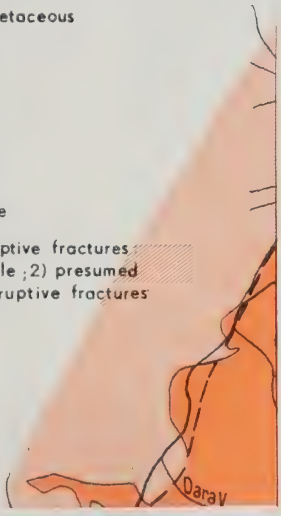
Fig. 3. — Granite. Perthitic potash feldspar is twinned Carlsbad. Drăganului Valley. 500 m upstream the confluence with the Crăciunului Valley. N + ; 20 x.

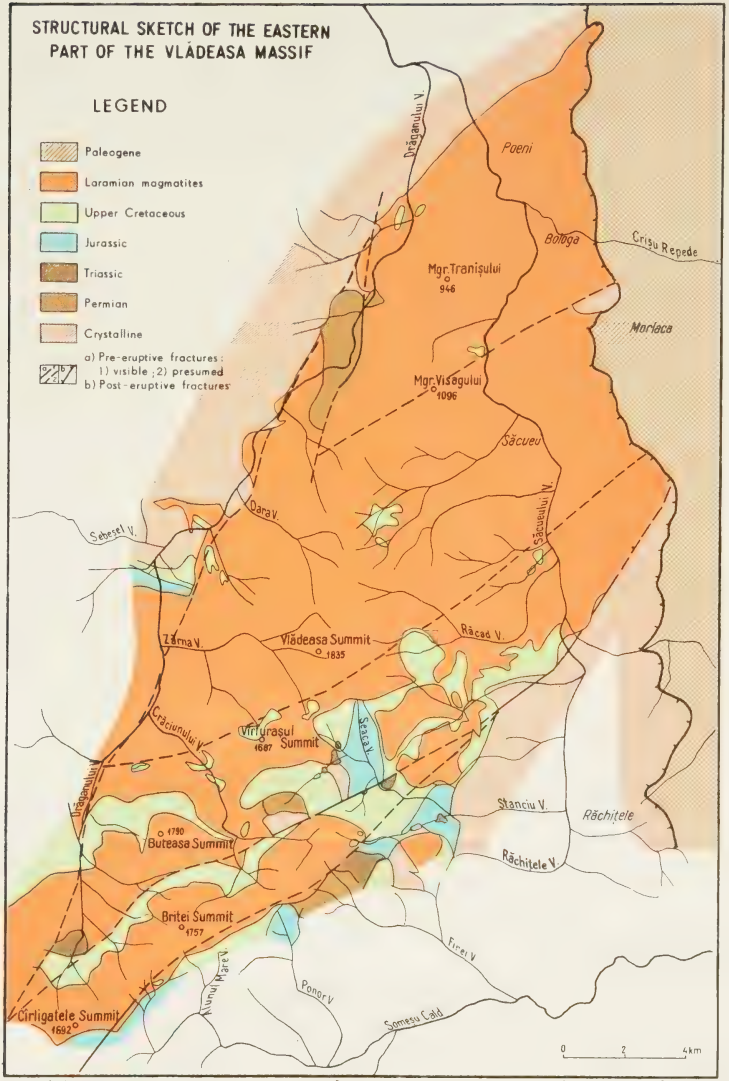
Fig. 4. — Lamprophyre. Left affluent of the Odrînguța Valley. N + ; 20 x

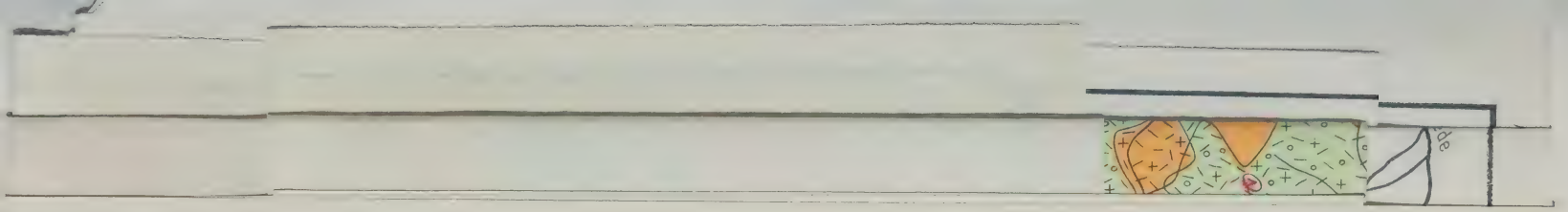
STRUCTURAL SKETCH OF THE EASTE
PART OF THE VLĂDEASA MASSIF

LEGEND

- Paleogene
- Laramian magmatites
- Upper Cretaceous
- Jurassic
- Triassic
- Permian
- Crystalline
- a) Pre-eruptive fractures: 1) visible ; 2) presumed
  b) Post-eruptive fractures




STRUCTURAL SKETCH OF THE EASTERN PART OF THE VLĂDEASA MASSIF
LEGEND
Paleogene
Laramian magmatites
Upper Cretaceous
Jurassic
Triassic
Permian
Crystalline
a) Pre-eruptive fractures: 1) visible; 2) presumed
b) Post-eruptive fractures
Drăganului V.
Poeni
Bologa
Crișu Repede
Mgr. Tranișului 946
Mgr. Vișagului 1096
Morlaca
Săcuieu
Săcuieului V.
Dara V.
Săbesel V.
Zăma V.
Vlădeasa Summit 1835
Răcaș V.
Crăciunului V.
Virfurașul Summit 1687
Șesul V.
Stanciu V.
Răchitele
Răchitele V.
1730 Buteasa Summit
Britei Summit 1757
Firei V.
Ponor V.
Arunul Mare V.
Cîrligatele Summit 1692
Somesu Cald
0 2 4km



A ŞTEFAN

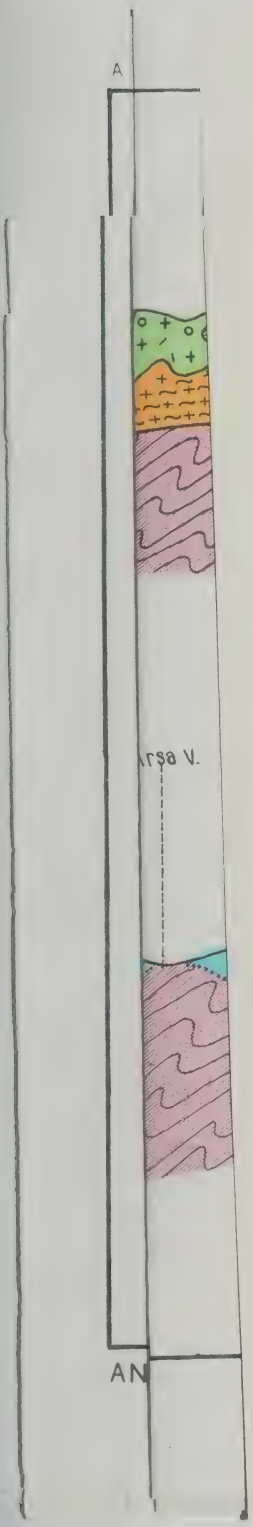
GEOLOGICAL MAP OF THE EASTERN PART OF THE VLĂDEASA MASSIF

0 500 1000 m

LEGEND

QUATERNARY	1	Alluvia (a); debris (b); alluvial fans (c)
	2	Terrace deposits
NEOGENE – PANNONIAN	3	Gravels, sands, clays
NEOGENE – BADENIAN	4	Marls, sands
PALEOGENE – EOCENE OLIGOCENE	5	Sandstones, clays, marls, limestones
BANATITE	6	Lamprophyre
	7	Granite (a); porphyritic microgranite (b)
	8	Granodiorite (a); granodiorite porphyry (b)
	9	Quartz microdiorite
	10	Granophyre
	11	Microgranitic rhyolite
	12	1. Vlădeasa rhyolite massive facies (a), eutaxitic facies (b), pyroclastic facies (c) 2. Explosion breccia
	13	Cirnpa rhyolite
	14	Zărna rhyolite
	15	Mărgăuta dacite
	16	Dacite Vişag dacite (a); Lunca dacite (b)
	17	Andesite amphibolic andesite (a) andesite with pyroxene and hornblende (b)
UPPER CRETACEOUS	18	Breccious conglomerates (?), conglomerates, sandstones, marls, clays
JURASSIC	19	Massive limestones, conglomerates and quartz sandstones
TRIASSIC	20	Blackish limestones with xenoliths Quartz sandstones and black shales
PERMIAN	21	Rhyolitic welded tuffs (a) breccia and conglomerates (b)
CRYSTALLINE SCHISTS	22	Phyllite, sericite-chlorite schists; Micaschists ± garnets, gneiss, quartzite, amphibolite
	23	Contact aureola (a) - Mineralizations
	24	Faults
	25	Overthrusting line
	26	Quarry
	27	Fossiliferous point
	28	Profile direction

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.


A
AN

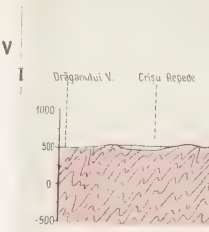
A. STEFAN

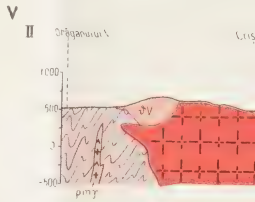
GEOLOGICAL SECTION THROUGH THE VLĂDEASA MASSIF (EASTERN PART)

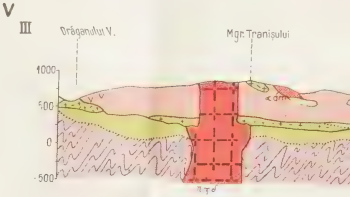
0 500 1000 m

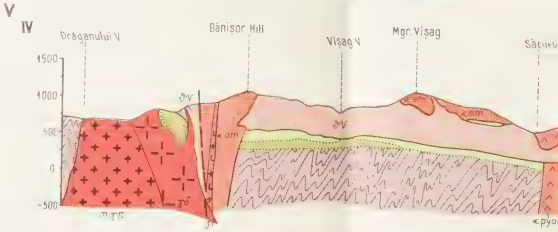
LEGEND

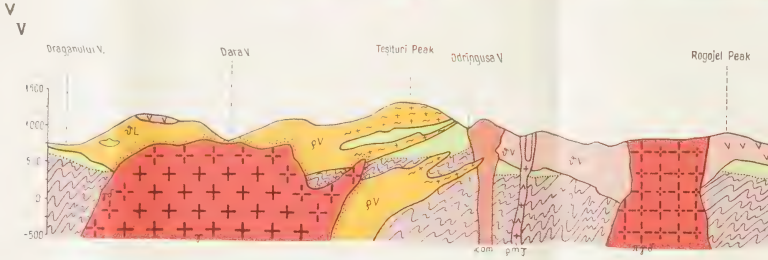
QUATERNARY		1	Terrace deposits
NEOGENE	PANNONIAN	2	Gravels, sands, clays
	BADENIAN	3	Marls, sands
PALEOGENE	EOCENE OLIGOCENE	4	Sandstones, clays, marls, limestones
ANATEXITE		5	Granite (a); porphyritic microgranite (b)
		6	Granodiorite (a); granodiorite porphyry (b)
		7	Quartz microdiorite
		8	Granophyre
		9	Microgranitic rhyolite
		10	1. Vlădeasa rhyolite massive facies (a); eutaxitic facies (b), pyroclastic facies (c)
			2. Explosion breccia
		11	Zârna rhyolite
		12	Mărguța dacite
		13	Dacite Vișag (a); Lunca (b)
		14	Andesite a) amphibolic andesite b) andesite with pyroxene and hornblende
CRETACEOUS		15	Breccious conglomerates (?), conglomerates, sandstones, marls, clays
JURASSIC		16	Massive limestones, conglomerates and quartz sandstones
TRIASSIC		17	Blackish limestones with xenoliths, shales, quartz sandstones
PERMIAN		18	Rhyolitic welded tuffs (a), breccia and conglomerates (b)
CRYSTALLINE SCHISTS		19	Phyllite, sericite - chlorite schists Micaschists ± garnets, gneisses, quartzite, amphibolite
		20	Fault
		21	Overthrusting line
		22	Contact aureola

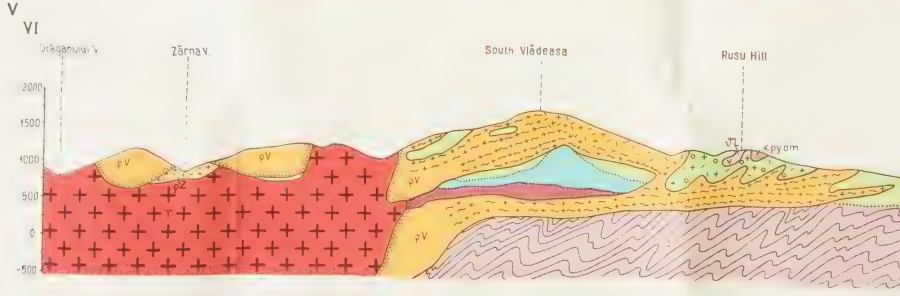


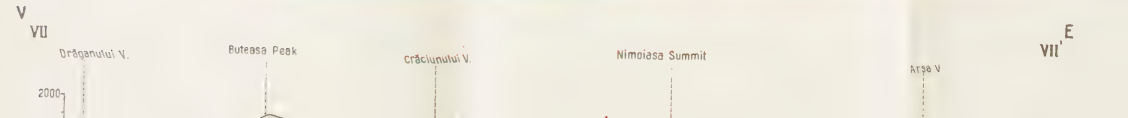












Tehnoredactori : E. BANDRABUR, I. SANDU
Traducători : A. BĂJENARU, M. BORCOȘ, A. FOLEA,
R. LUPAN, M. TOPOR
Ilustrația : V. NIȚU, V. VLAD

Dat la cules : decembrie 1979. Bun de tipar : 28 IV 1980. Tiraj 800 ex. Hîrtie scris IA 70×100/56 g. Coli de tipar : 20,5. Comanda 333. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

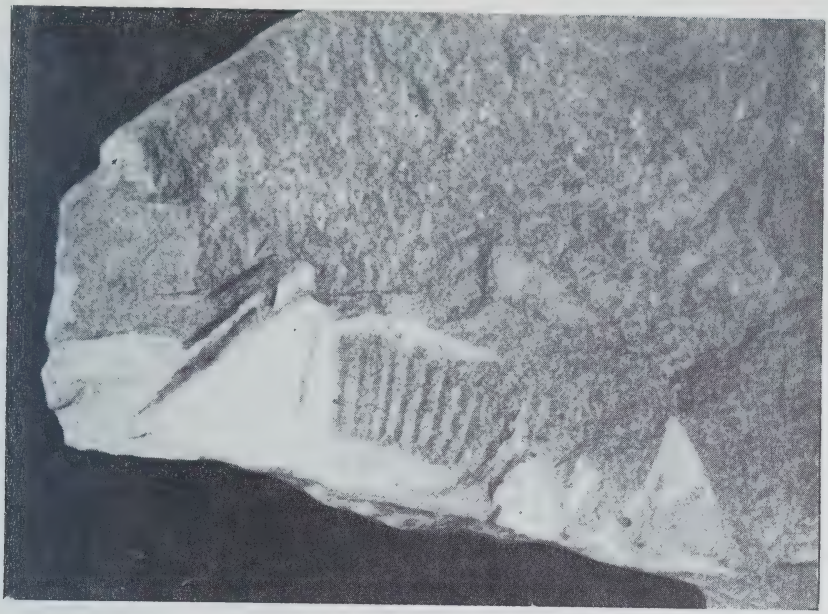
Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația", str. Brezoianu nr. 23—25, București — România.

1

2

1

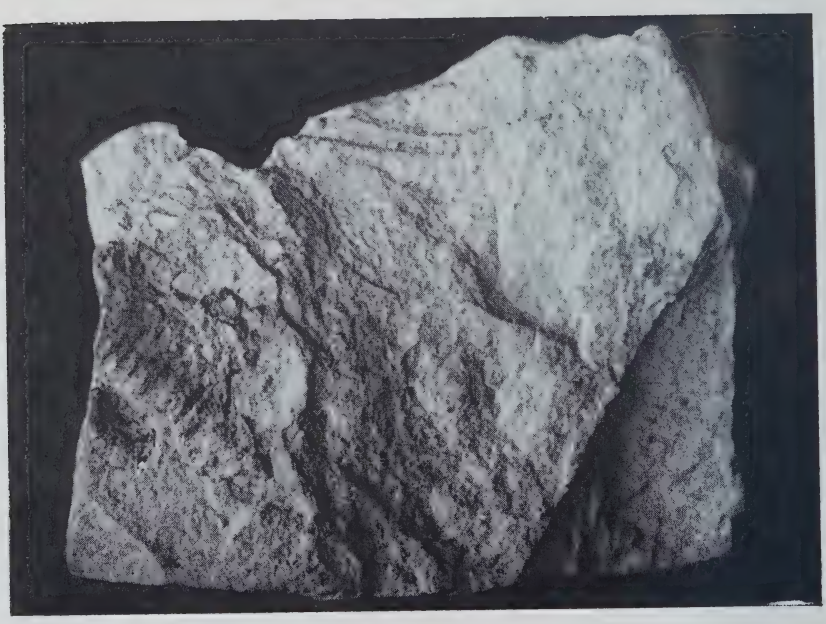
2



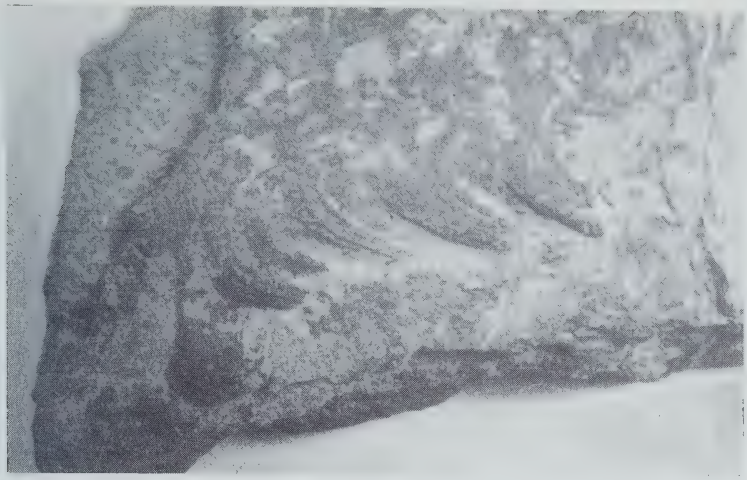
1

2

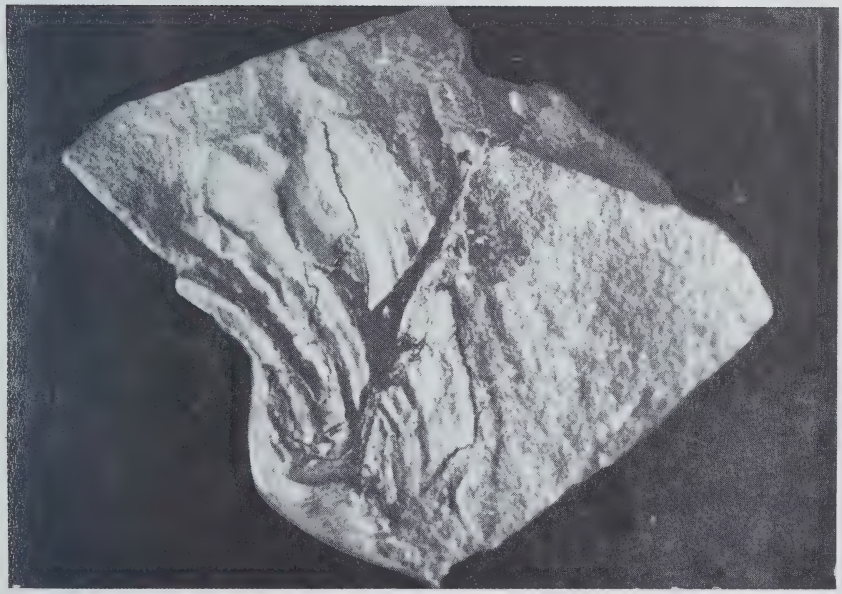
1



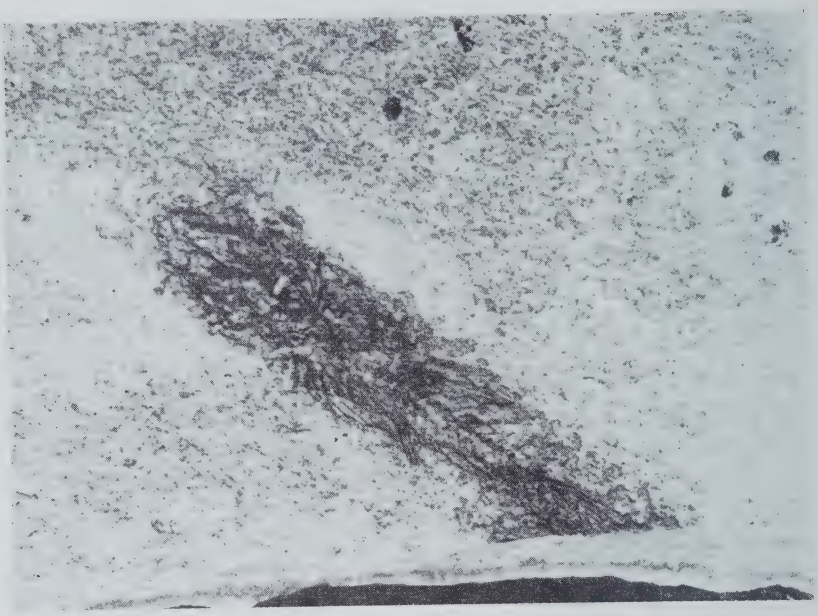
2



1

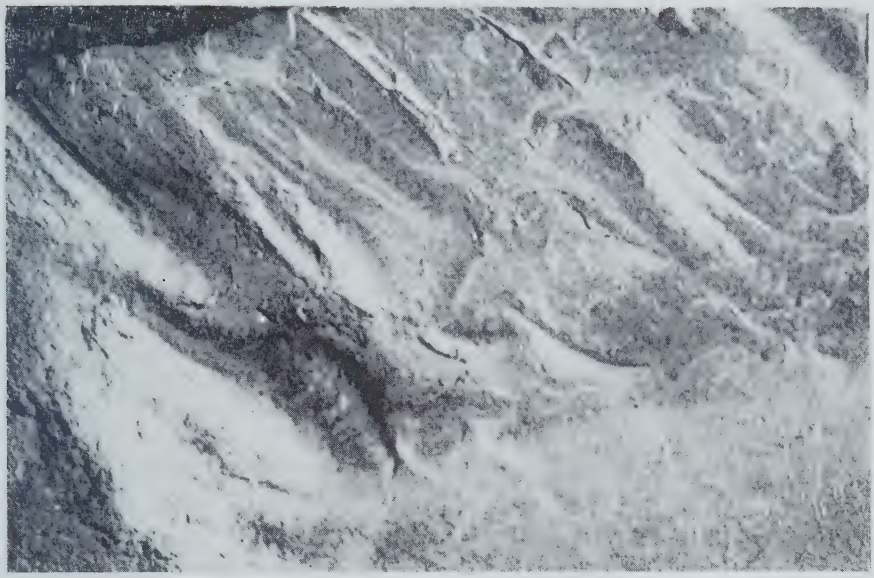


2

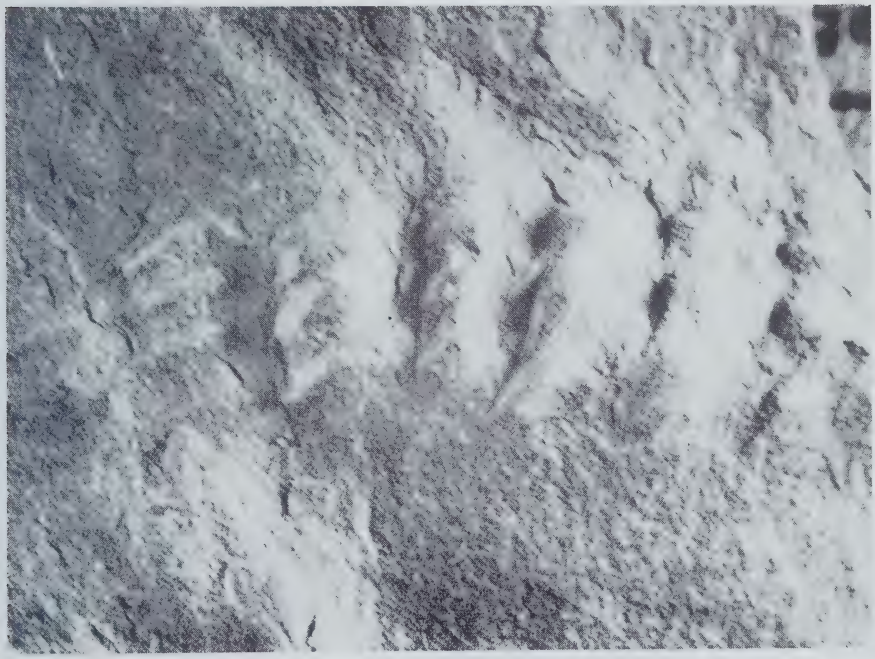


1

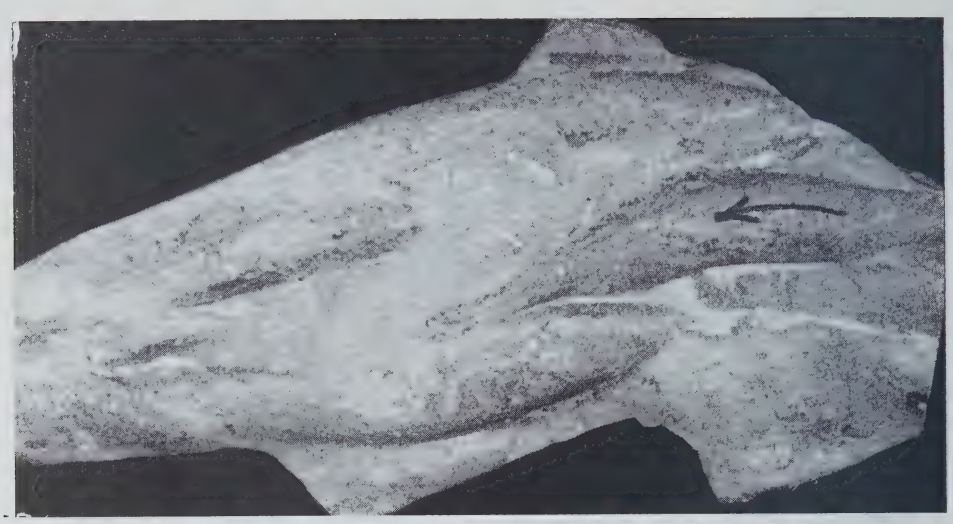
2



1

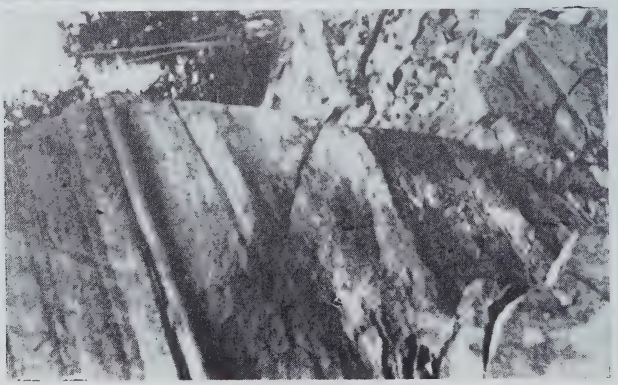


2

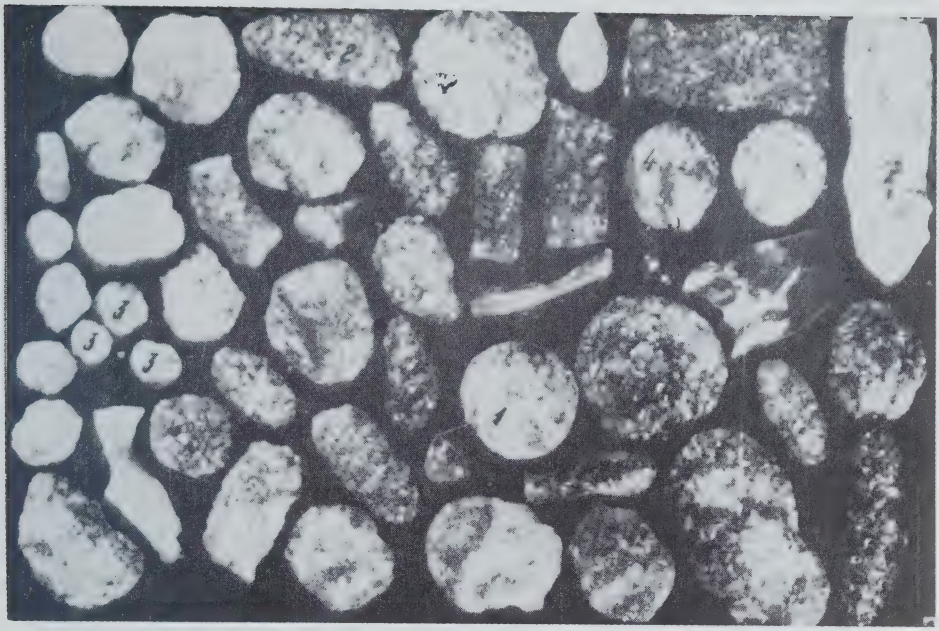


1

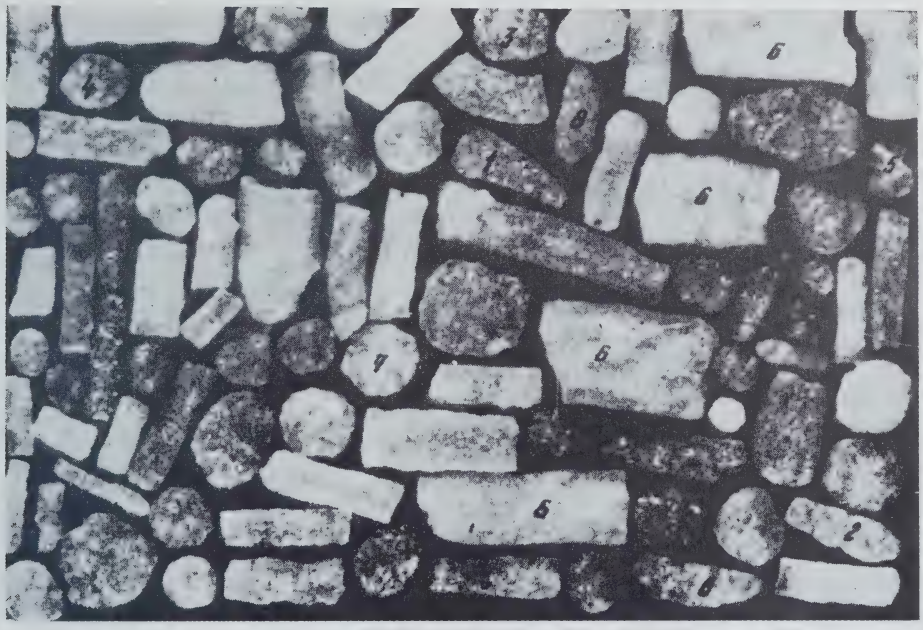
2



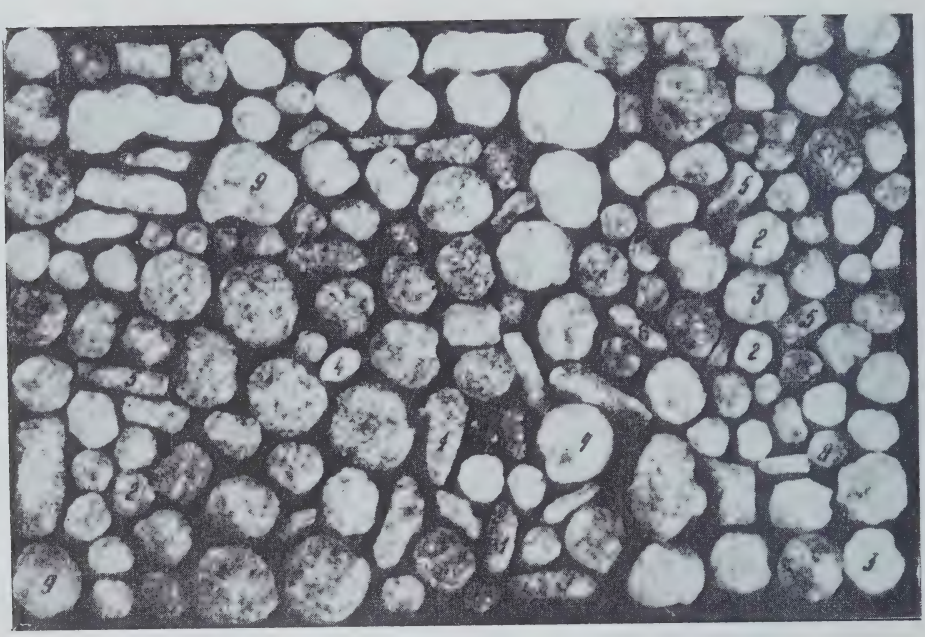
3



1



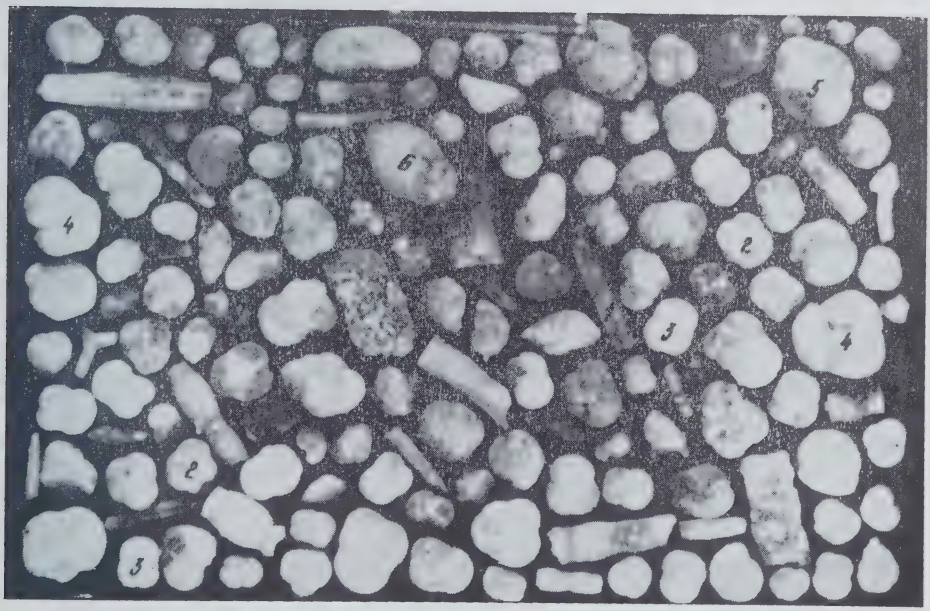
2



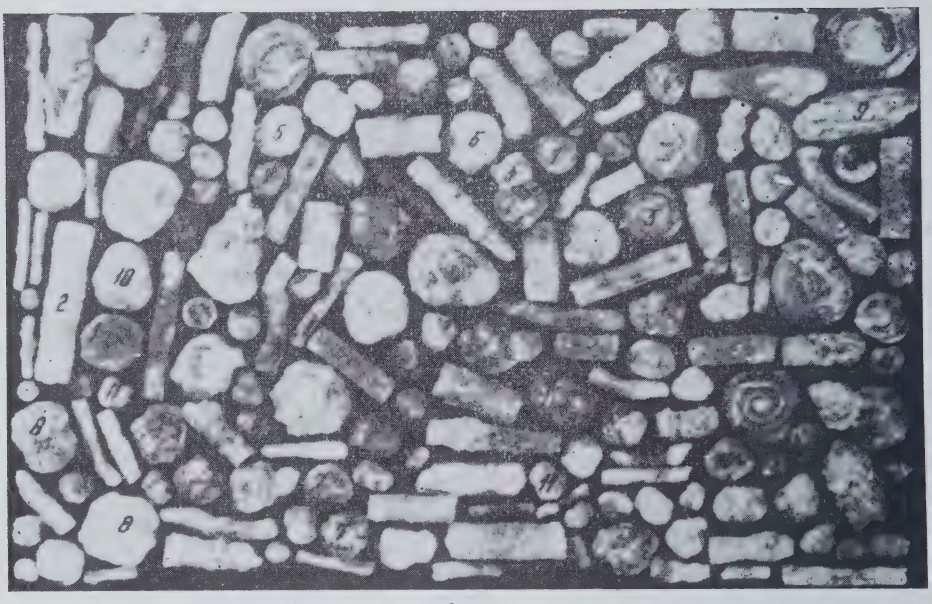
1

2

1

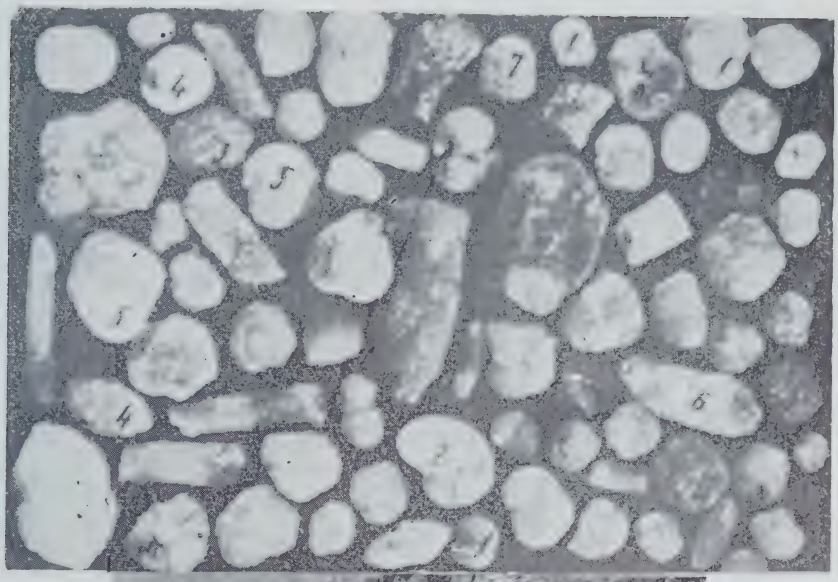


2



1

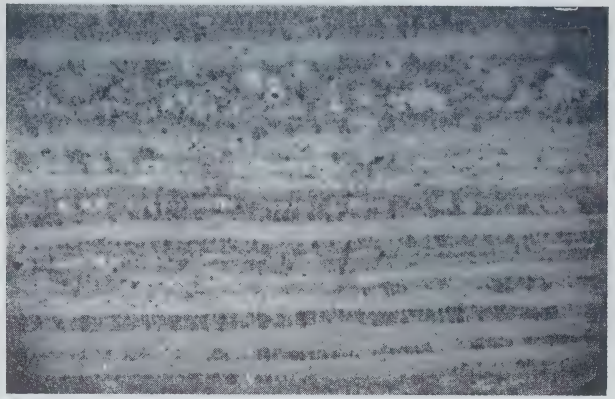
2



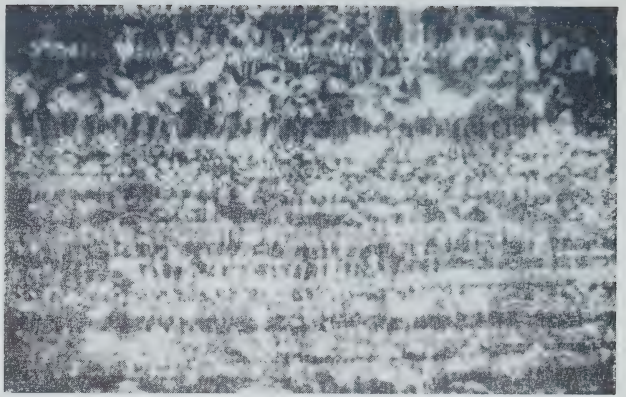
1

2

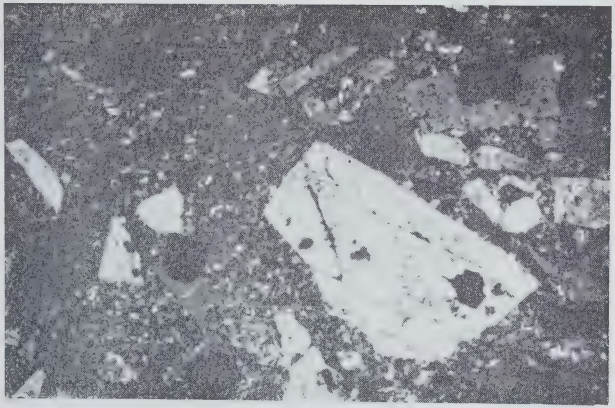
3



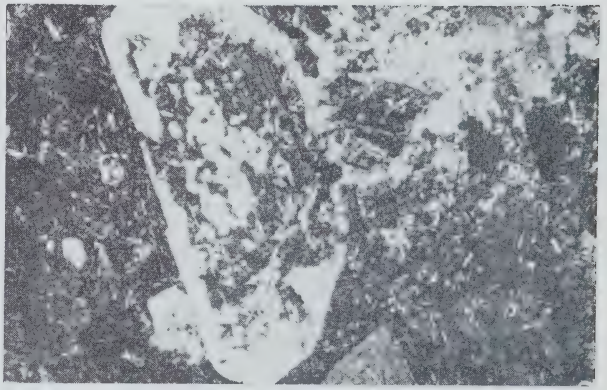
1



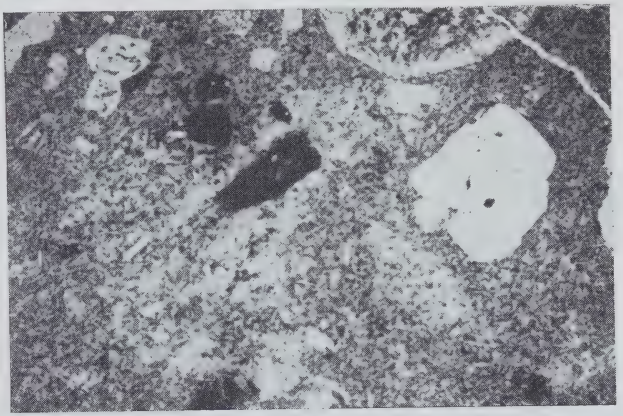
2



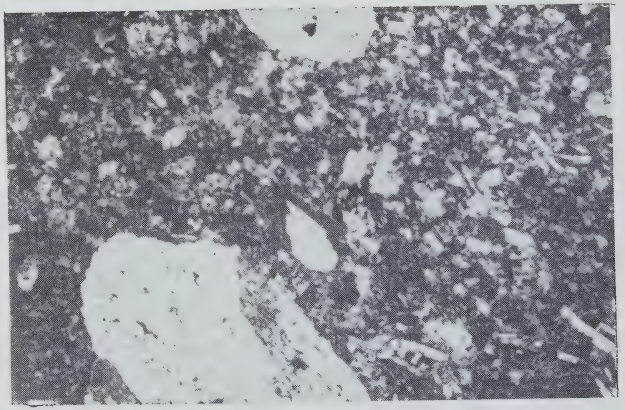
3



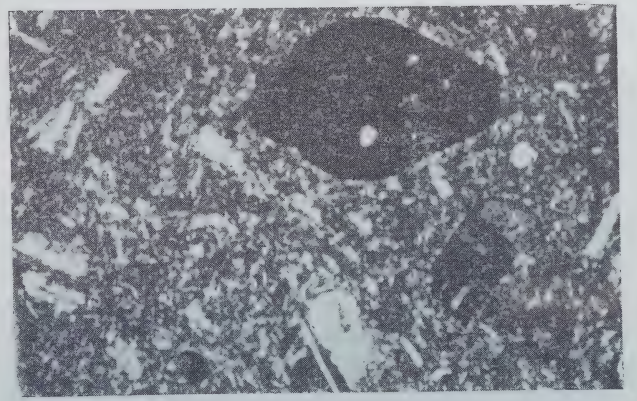
4



1

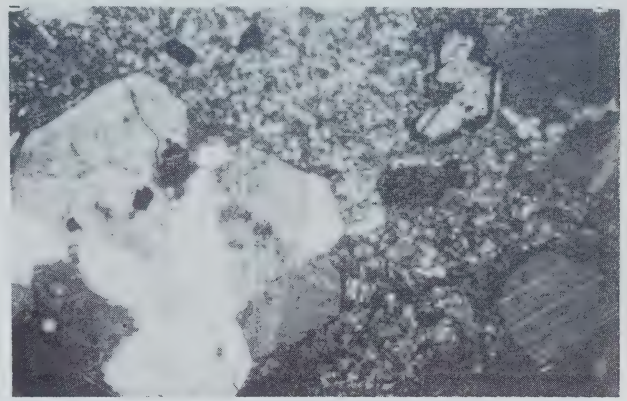


2

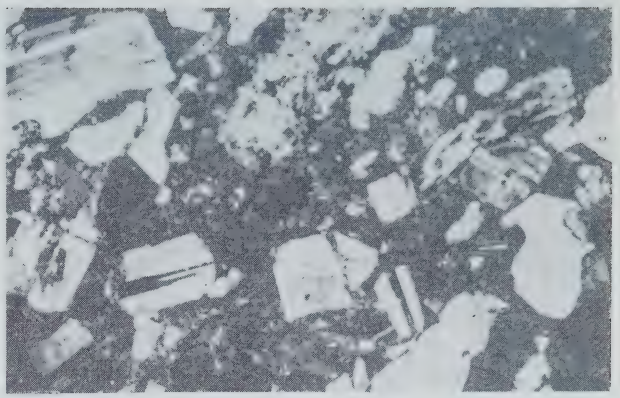


3

4

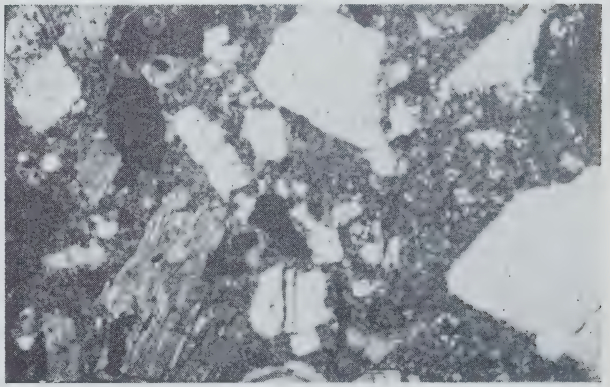


1

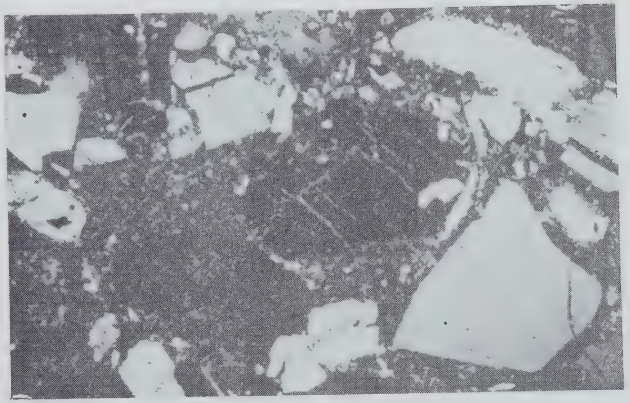


2

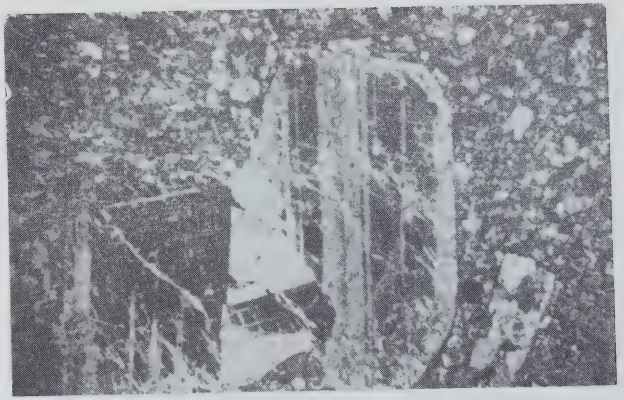
3



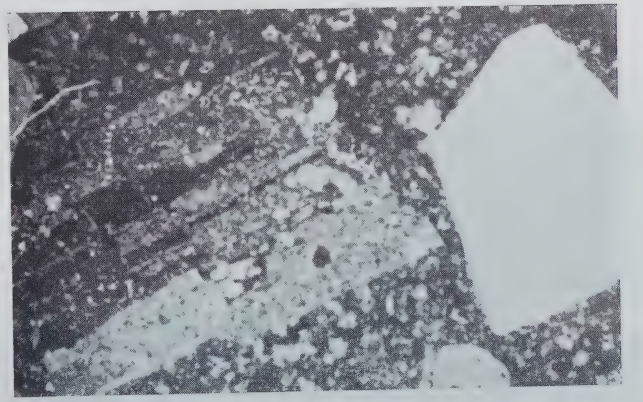
4



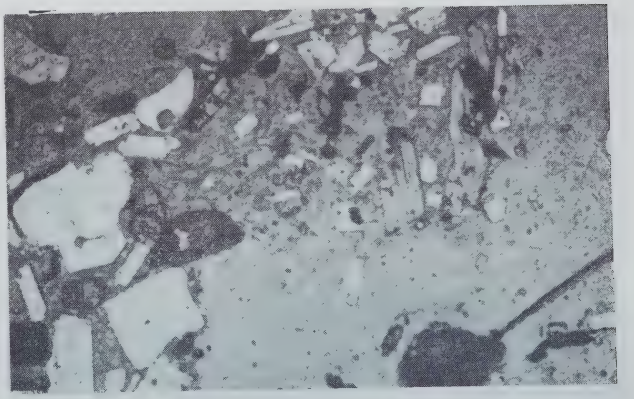
1



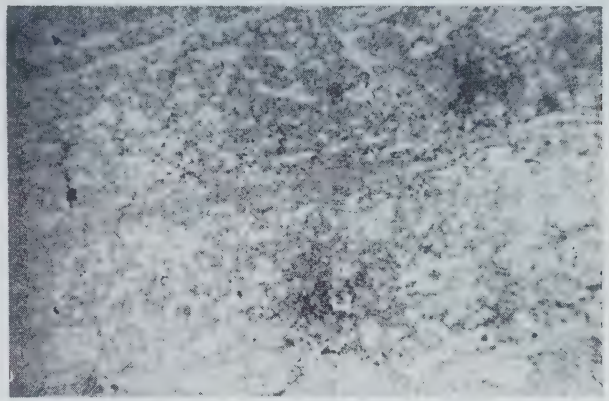
2



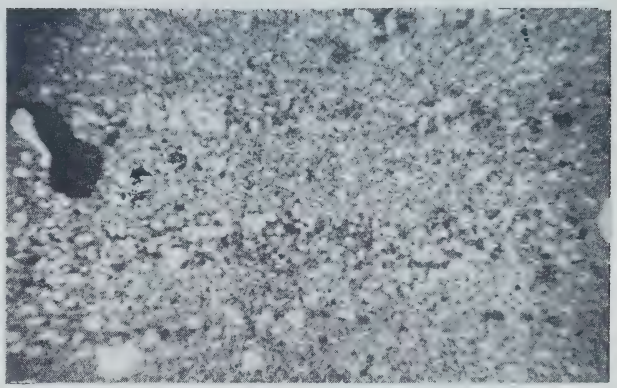
3



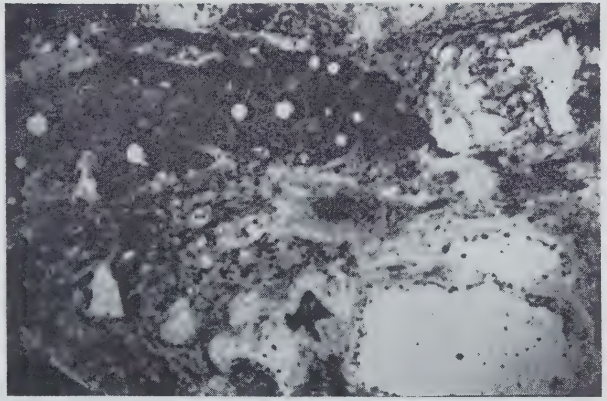
4



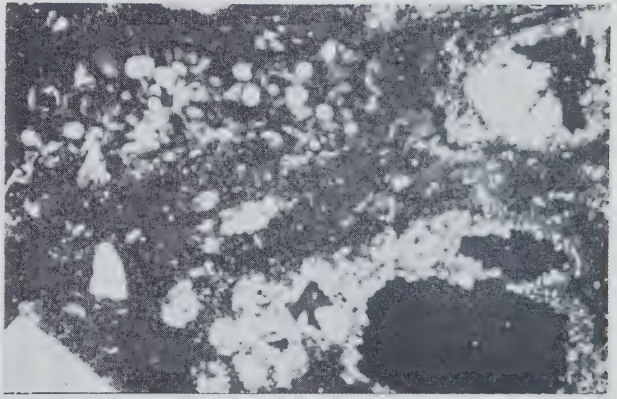
1



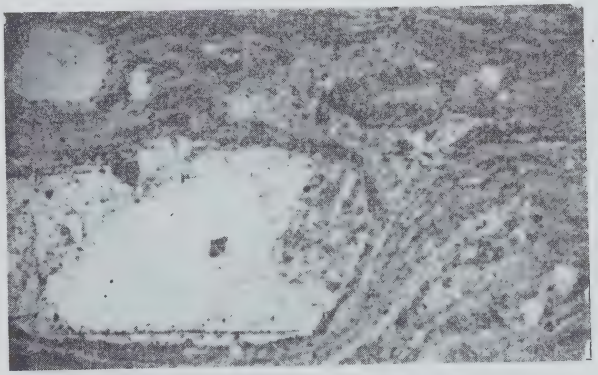
2



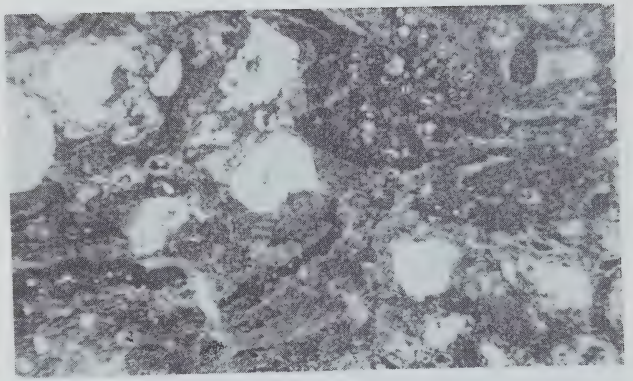
3



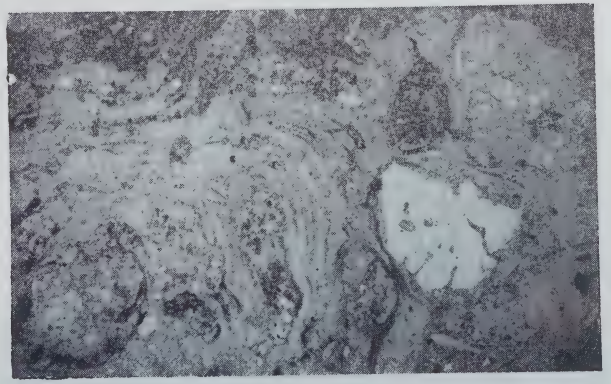
4



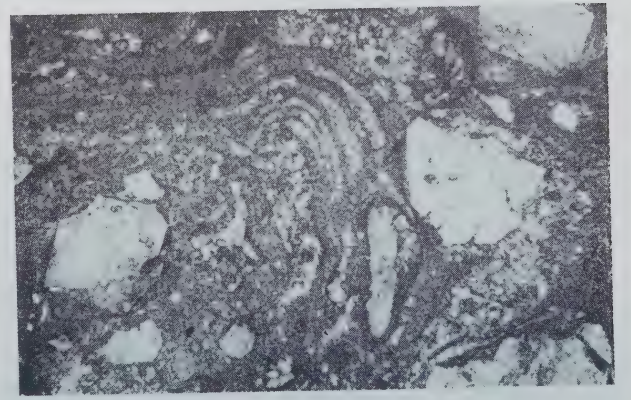
1



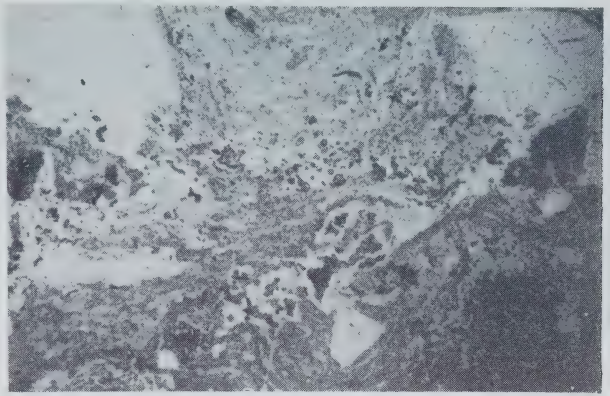
2



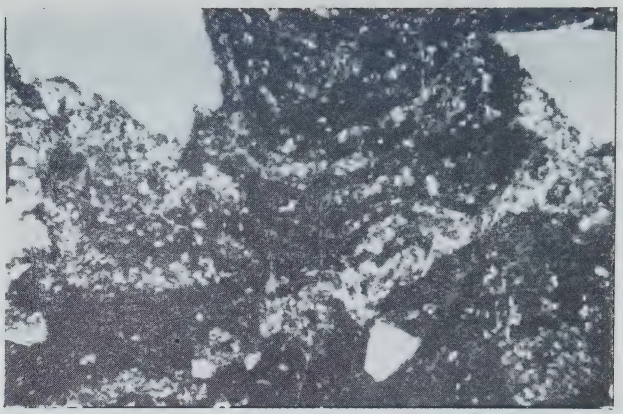
3



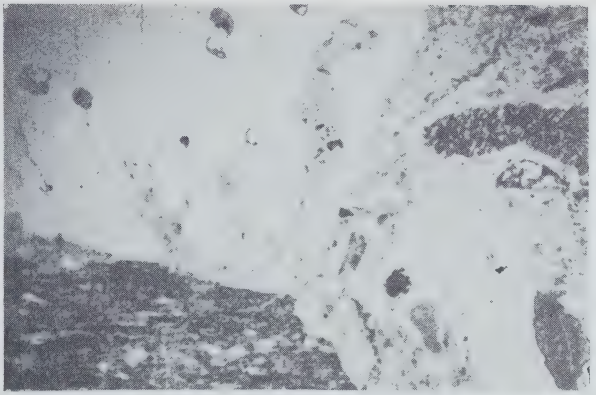
4



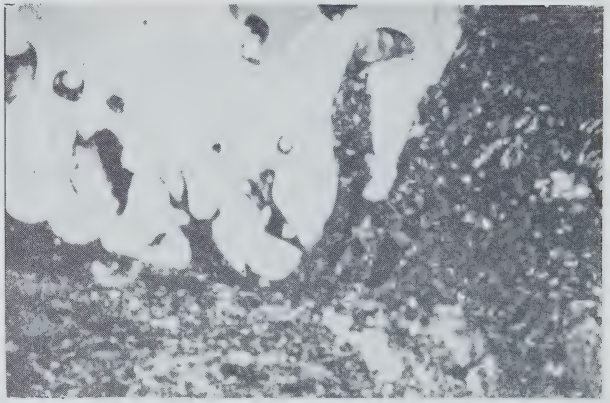
1



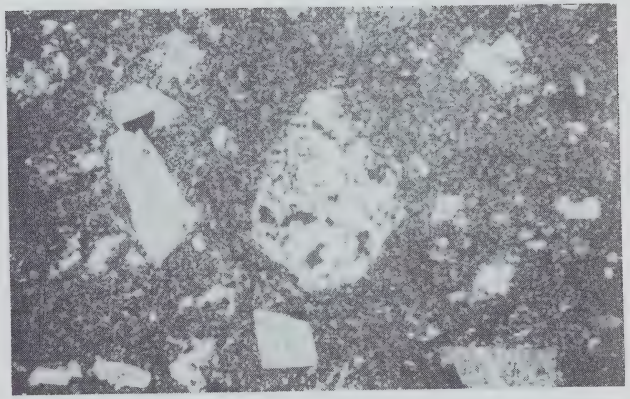
2



3

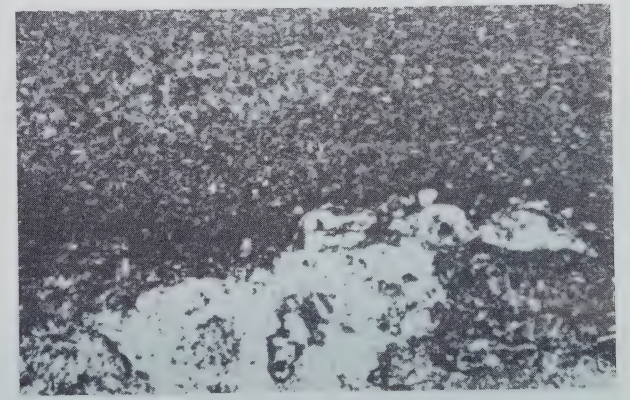


4



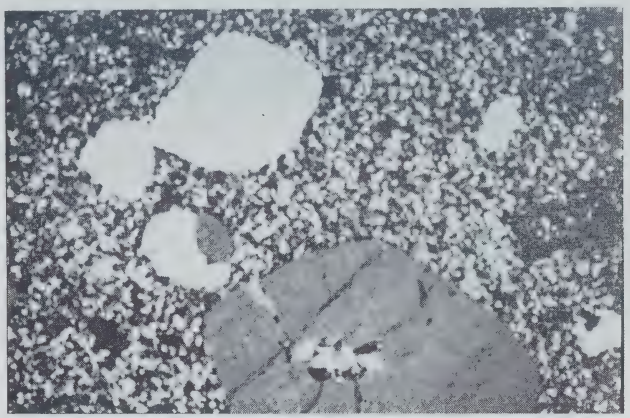
1

2

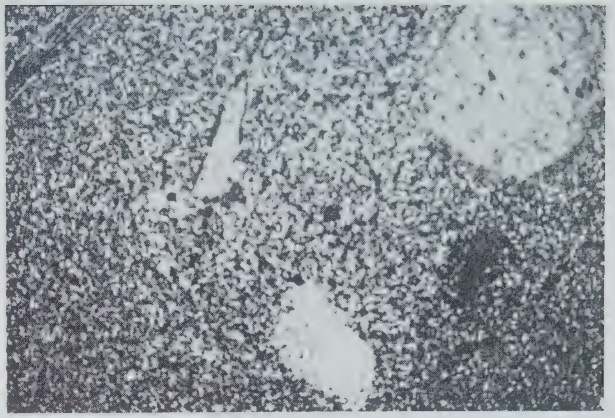


3

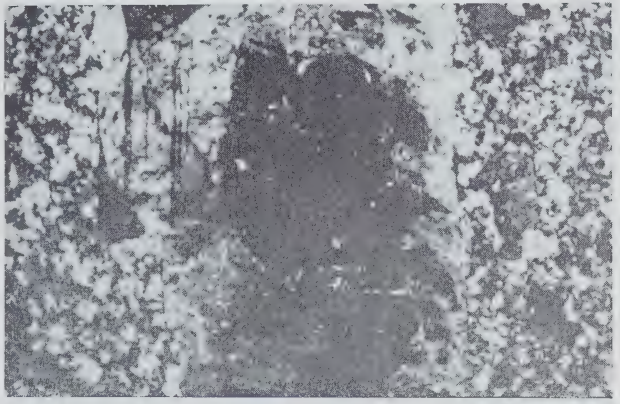
4



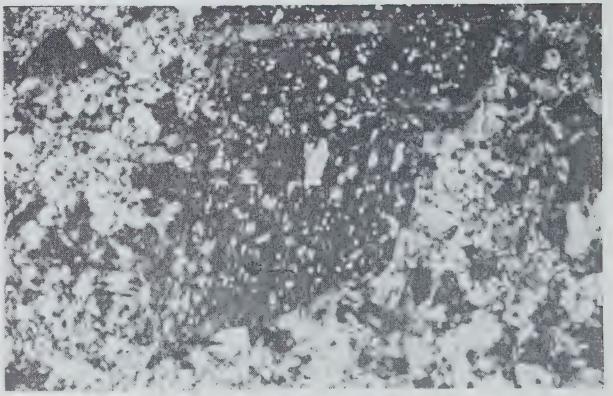
1



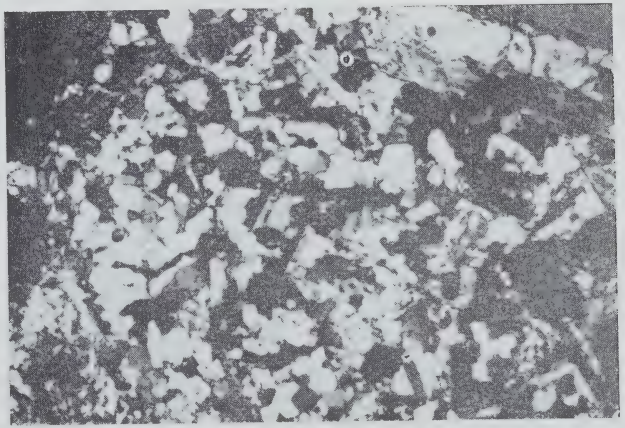
2



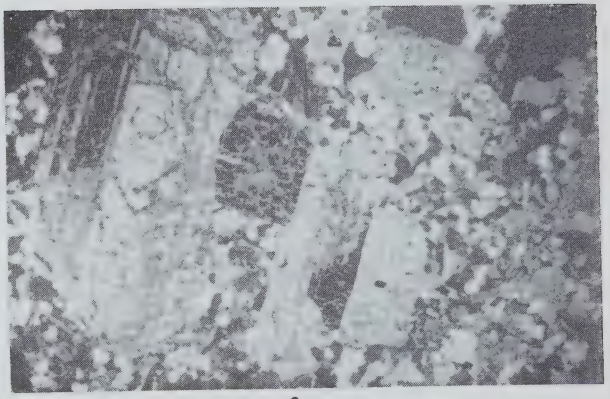
3



4

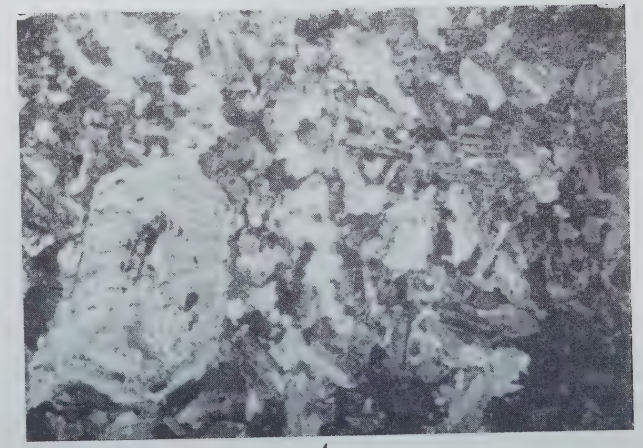


1

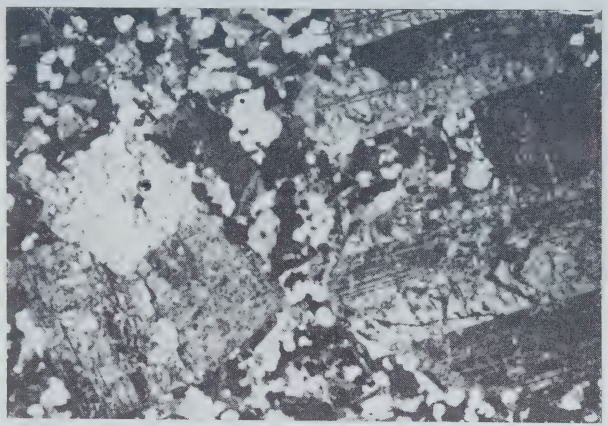


2

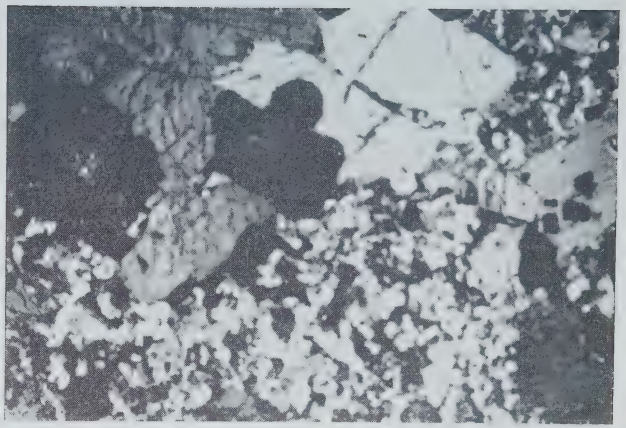
3



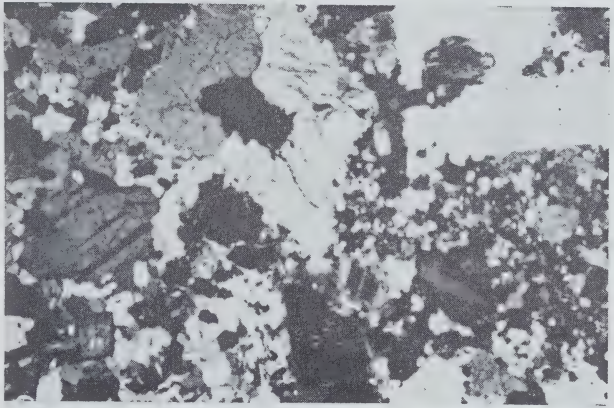
4



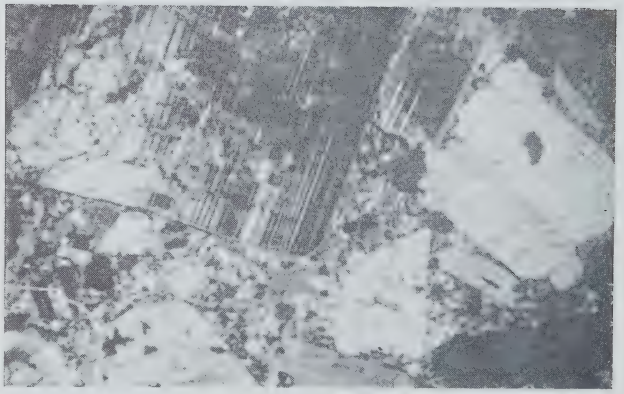
1



2



3



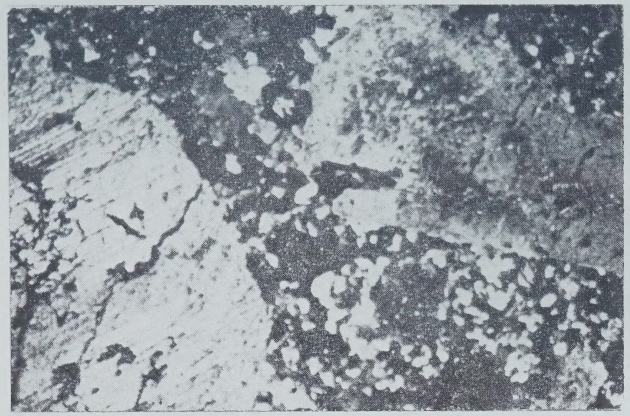
4

1

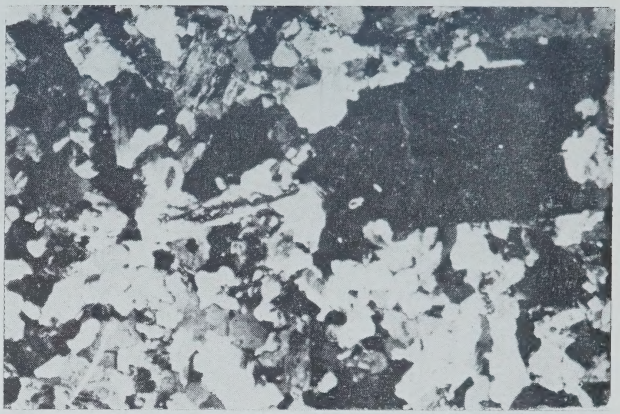
2

3

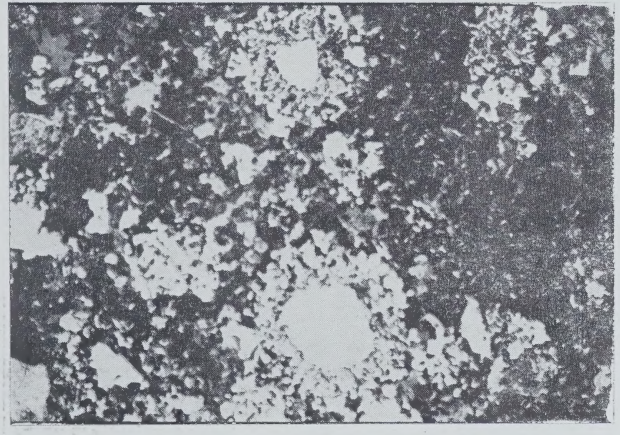
4



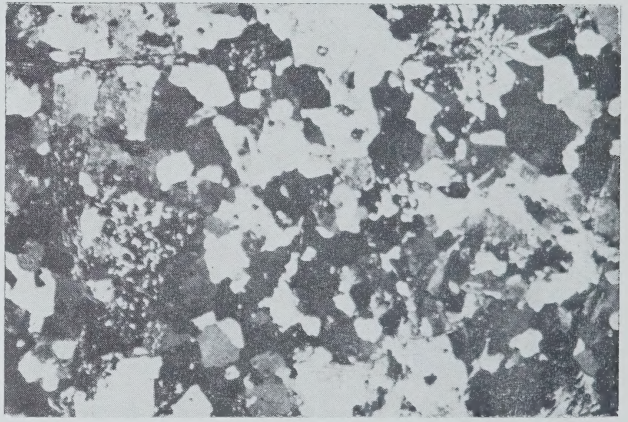
1



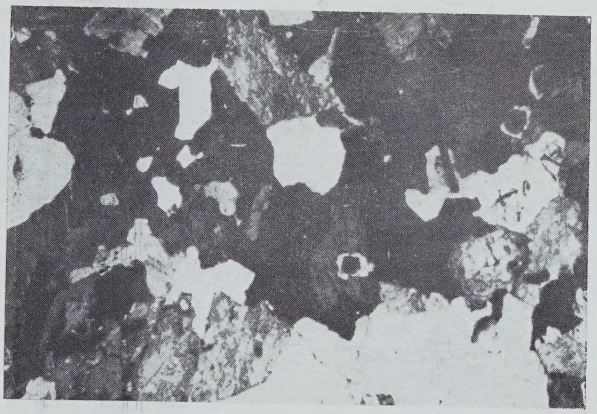
2



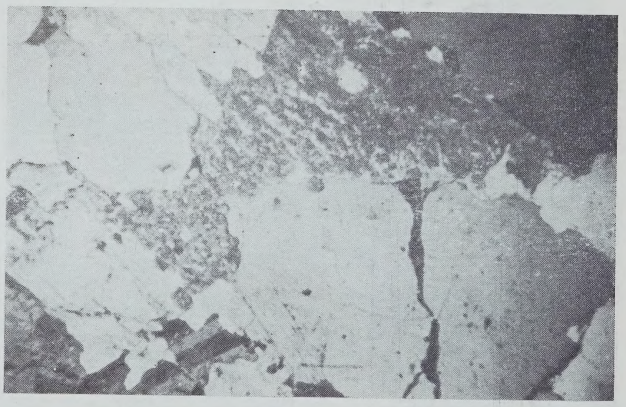
3



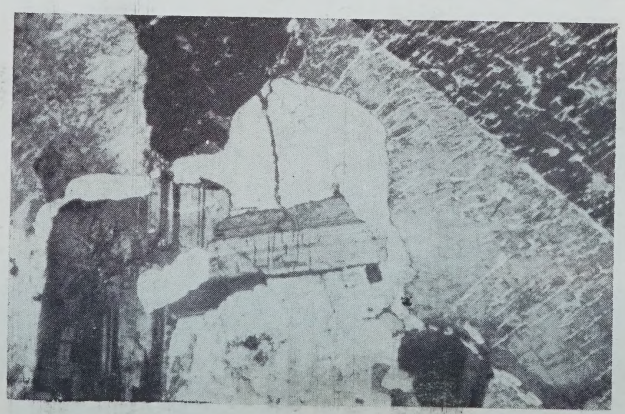
4



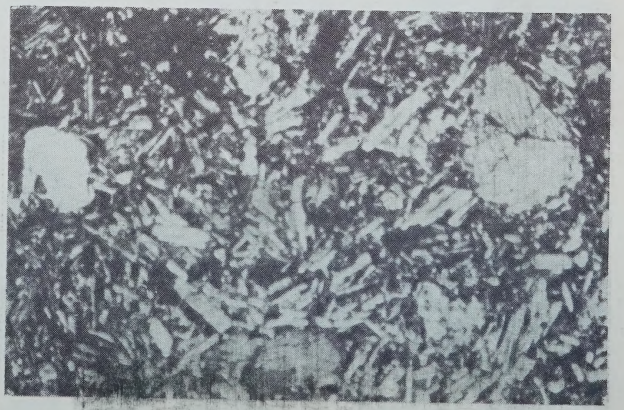
1



2



3



4

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică a purtat în decursul timpului următoarele denumiri:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizica (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975.

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
3 0112 119720123

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LV